



Ressources et gestion des aquifères littoraux

Dix-huitièmes Journées Techniques du
Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues

15-17 mars 2012

Salle de l'Oustau Calendal, Cassis, France

http://www.cfh-aih.fr/cassis_2012

Secrétaires du colloque : Bruno Arfib et Philippe Bouilly

En partenariat avec



Association des Géologues
du Sud Est



Parrainages



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Nous remercions les sponsors qui nous ont apporté leur soutien financier



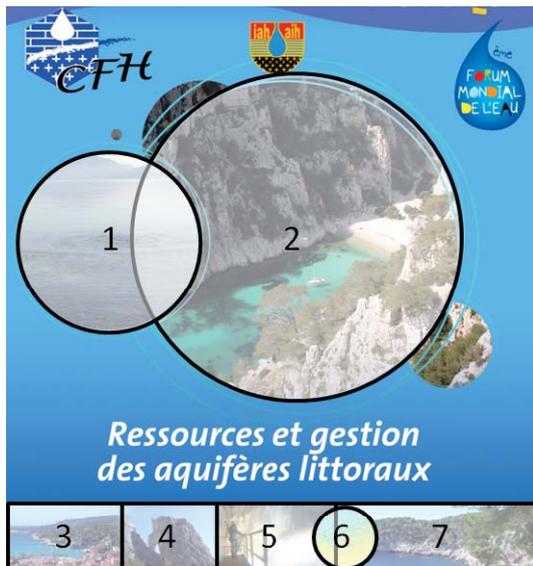
**Association des Géologues
du Sud Est**



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Légende des photos de couverture



- 1 : Source karstique sous-marine de la baie de Sami (Kefalonia, Grèce)
- 2 : La calanque d'Envau, proche de Cassis (dépt. 13, France) s'ouvre dans les calcaires urgoniens
- 3 : La ville de Cassis (dépt. 13, France) et les calanques, lieu d'organisation de ces 18^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
- 4 : Forme karstique dans les calcaires urgoniens des calanques
- 5 : Le site expérimental du barrage souterrain de Port Miou (dépt. 13, France) : déversement exceptionnel en crue, le 15 décembre 2008 (débit environ $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
- 6 : Modèle numérique d'écoulement nappe littorale Plioquaternaire du Roussillon
- 7 : L'entrée de la calanque de Port Miou (Cassis, dépt. 13, France), où émerge la source sous-marine éponyme

Crédit photos :	1, 2, 3, 4, 7 : B. Arfib	5 : C. Liguori	6 : L. Chery
-----------------	--------------------------	----------------	--------------



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Ressources et gestion des aquifères littoraux

**Dix-huitièmes Journées Techniques du
Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues**

15-17 mars 2012

Salle de l'Oustau Calendal, Cassis, France

Ce colloque a pour objectif de présenter l'état des connaissances sur le fonctionnement, les méthodes d'études et la protection et gestion des aquifères littoraux. Des exemples seront choisis plus particulièrement en France et dans les Départements d'Outre-Mer, ainsi que dans les pays de l'Arc Méditerranéen.

Les principaux thèmes abordés sont répartis en quatre sessions sur deux journées :

- Caractérisation des aquifères (géométrie, hydrodynamique, qualité de l'eau),
- Problèmes d'invasion salée en contexte naturel ou de surexploitation. Amélioration de la qualité des hydrosystèmes,
- Spécificité des karsts périméditerranéens,
- Gestion et surveillance des aquifères littoraux,
- Gestion des aquifères en contexte insulaire (y compris DROM),
- Solutions de gestion et de partage pour répondre aux différents usages de l'eau.

Le colloque s'articulera autour de communications orales, de sessions posters et d'une table ronde.

La journée du 17 mars sera consacrée à une visite de terrain.



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Comité d'organisation

Bruno Arfib	CEREGE Aix-Marseille Univ – AFK – CFH-AIH
Bernard Blavoux	Université Avignon - président CFH-AIH
Philippe Bouilly	GEOFIL Marseille - CFH-AIH
Laurent Cadilhac	AERM&C - AFK - AHSP - CFH-AIH
Laurence Chery	BRGM service EAU - secrétaire générale CFH-AIH
Laurence Gourcy	BRGM service EAU – CFH-AIH - Présidente section H2i
Bruno Leclerc	EDREE – Trésorier CFH-AIH
Pierre Marchet	AEAG-Trésorier adj. CFH-AIH - AFK -AHSP
Philippe Maget	Secrétaire adjoint CFH-AIH
Ségolène Mollard	Mairie de Cassis
Louis Potié	Association « Cassis Rivière Mystérieuse »

Comité Scientifique

Bruno Arfib	CEREGE Aix-Marseille Université
Michel Bakalowicz	Hydrosciences Montpellier
Olivier Banton	Université Avignon
Bernard Blavoux	Université Avignon – Président CFH-AIH
Emilio Custodio	Université Polytechnique - Barcelone-Espagne
Ghislain De Marsily	Université Paris VI - Vice-président du CFH-AIH
Nathalie Dorfliger	BRGM service EAU
Eric Gilli	Université Paris 8
Julio Goncalvez	CEREGE Aix-Marseille Univ
Olivier Radakovitch	CEREGE Aix-Marseille Univ
Valérie Plagnes	Univ Paris VI - CFH section karsts
Louis Potie	Assoc. “Cassis Rivière Mystérieuse”
Kamel Zouari	Univ. Sfax Tunisie



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Ressources et gestion des aquifères littoraux

Dix-huitièmes Journées Techniques du
Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues

PROGRAMME DES JOURNEES TECHNIQUES

Jeudi 15 mars 2012

08h15

Accueil des participants

09h00

Ouverture du Colloque

- Mme Danièle MILON, maire de Cassis, Vice-Présidente de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole
- M. Wilhem STRUCKMEIER, Président de l'Association Internationale des Hydrogéologues (AIH)
- M. Bernard BLAVOUX, Président du Comité français de l'AIH
- M. François DEMARCQ, Directeur Général Délégué du BRGM
- Mme Claire GRISEZ, Sous Directrice de l'Eau Direction de l'Eau et de la Biodiversité, Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable, du Transport et du Logement, France



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



9h30

Session 1 – Caractérisation des aquifères littoraux

Président de séance : Jean Margat, Président d'honneur du CFH

E. Custodio (Université Polytechnique, Barcelone, Espagne) – Conférence introductive : Coastal aquifer management in Europe

O. Banton, J.C. Comte (Laboratoire d'Hydrogéologie UMR EMMAH, Université d'Avignon ; HYDRIAD, Queen's University Belfast) - Optimisation de l'exploitation des eaux souterraines de l'île de la Grande-Entrée (Îles-de-la-Madeleine, Québec, Canada)

J.C. Comte, U. Ofterdinger, C. Wilson et C. Burns (HYDRIAD, Queen's University Belfast) - Rôle hydrogéologique des dykes volcaniques au sein de l'aquifère côtier des grès de Belfast (Irlande du Nord) et implications pour la gestion de la ressource

M. Baisset, M. Parizot, T. Pointet (BRGM Guyane) - Connaissance des aquifères littoraux en Guyane.

B. Vittecoq J. Deparis, T. Jaouen, E. Auken, P. Nehlig, J. Perrin (BRGM) – Identification d'un aquifère littoral à l'aide de mesures électromagnétiques hélicoptées. Exemple à Mayotte.

11h00 – 11h30

Pause café - posters

11h30 – 12h30

Session 1 – Caractérisation des aquifères littoraux (suite)

Président de séance : Emilio Custodio, Université technique de Catalogne

N. Dörfliger, F. Asfirane, B. Aunay B, Y. Caballero, P. Fleury, P. Pezard, J. Lofi, D. Neyens, R. Certain, J. Chastanet, S. Traverse (BRGM, Géosciences Montpellier, ImaGeau, IMAGES UPVD, Burgeap R&D) - Approche géophysique et hydrogéologique à l'échelle régionale et locale pour la caractérisation des intrusions salines au sein d'un aquifère côtier sédimentaire poreux

M. Fiquet, G. Tennevin, C. Mangan, A. Emily (Conseil Général des Alpes-Maritimes, Bureau d'études H2EA, Nice, Cabinet Mangan, Nice) - Un aquifère prometteur sur le littoral : les poudingues pliocènes de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France)

N. Massei, JP. Dupont, A. Jardani, M. Fournier et J. Roux (Université de Rouen, Mont-Saint-Aignan, France) - La dynamique de l'ensemble multicouche Craie karstifiée/remplissage alluvionnaire dans le bassin intra-estuarien de la Seine



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau

Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



12h30 – 13h00 **Remise des prix Archambault et Castany**

S. Massuel - Evolution des hydrosystèmes sous pressions anthropique et climatique en zones semi-aride et méditerranéenne et conséquences sur la ressource en eau.

13h00 – 14h30 **Déjeuner**

14h30 – 16h30 **Session 2 – Les Karsts périméditerranéens**

Président de séance : Bernard Blavoux, Président du CFH, Université d'Avignon

J. Margat (président honoraire de l'AIH) – conférence introductive. Présentation d'un essai d'inventaire préliminaire

P. Fleury P, N. Dörfliger, M. Bakalowicz (BRGM, Hydrosiences Montpellier)- Classification des aquifères karstiques côtiers

M. Bakalowicz, A. El-Hajj Ahmad (HydroSciences Montpellier, CREEN, Université Saint-Joseph de Beyrouth) - Les sources karstiques sous-marines de Méditerranée sont-elles des ressources non conventionnelles exploitables ?

A. Tassy, F. Fournier, B. Arfib, J. Borgomano, E. Gilli, P. Munch, I. Thinon, M. Rabineau (Aix-Marseille Université – CEREGE, BRGM, Univ Brest) - Géomorphologie terrestre et sous-marine en réponse à l'évènement messinien sur la marge provençale (SE France)

E. Gilli, C. Mangan, G. Tennevin A. Emily (Université Paris 8 et UMR ESPACE 6012, Bureau d'études H2EA, Nice, Cabinet Mangan, Nice) - Contamination spéléologique des sources karstiques saumâtres périméditerranéennes

K. Kavouri and G. P. Karatzas (Department of Environmental Engineering Technical University of Crete) - Simulation of the complex karstic hydrogeological system of Zakros -Crete using the finite element code FEFLOW

16h30 – 17h00 **Pause café -posters**

17h00 – 18h00 **Session 3 – Gestion des aquifères littoraux**

Président de séance : Nathalie Dorfliger, BRGM service EAU

O. Douez, F. Bichot (BRGM Poitou Charentes) - Apport de la modélisation pour la



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>

MARSEILLE, FRANCE '08



gestion des prélèvements à la périphérie d'une zone humide côtière : application au Marais-Poitevin.

Laurent Cadilhac, Evelyne Lacombe, Vincent Mayen (Agence de l'Eau Rhône Méditerranée & Corse) - Les aquifères littoraux des bassins Rhône-Méditerranée et Corse - Situation et enjeux pour ces ressources, interrogations pour le futur et pistes d'action

18h00 **Assemblée générale du CFH**

20h30 **Diner**

Vendredi 16 mars 2012

8h00 – 8h30 **Accueil des participants dans la salle de l'Oustau Calendal**

8h30-10h30 **Session 3 - Gestion des aquifères littoraux (suite)**

Président de séance : Laurent Cadilhac, Agence de l'Eau Rhône Méditerranée & Corse

N. Amraoui, Y.M. Le Nindre, J. Casanova, K. Benard, D. Thiery, M. Moulin, N. Rampoux (BRGM ; VEOLIA - VERI) - Vers une gestion active des ressources en eau de l'aquifère alluvial du bas Gapeau (France).

Y. Caballero, B. Ladouche, I. Terrasson, S. Chazot (BRGM service EAU) - Impact du changement climatique sur un aquifère captif côtier : le pliocène du Roussillon

D. Thiery, G. Picot, N. Amraoui, V. Hamm, A. Dumon (BRGM) - Gestion active des ressources en eau souterraines de l'île de Grande-Terre (Guadeloupe)

Session 4 - Qualité des aquifères littoraux

Président de séance : Luis Filipe Ribeiro, Institut Supérieur Technique, Lisbonne, Portugal

B. Ladouche, R. Millot, C. Guerrot et C. Lamotte (BRGM) - Caractérisation géochimique de l'aquifère hydrothermal de Balaruc-les-Bains lors d'un épisode d'inversac

Rim Trabelsi & Kamel Zouari (Laboratoire de Radio-Analyse et Environnement, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax) - Origine de la minéralisation des eaux de la nappe



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau

Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



phréatique de l'île de Djerba (Tunisie) : Application des méthodes hydrochimique et Isotopique

F.J. Montalván Toala, J. Heredia Díaz, F.J. Elorza Tenreiro (Instituto Geológico y Minero de España; Universidad Politécnica de Madrid; Centro de Investigación y Proyectos Aplicados a las Ciencias de la Tierra – Escuela Superior Politécnica del Litoral) - Caractérisation hydrochimique et isotopique et utilisation de traceurs naturels pour la conceptualisation d'un schéma de flux du système hydrogéologique hypersalin de Fuente de Piedra (Málaga-España)

10h30-11h00 **Pause café et posters**

11h00-12h00 **Session 4 - Qualité des aquifères littoraux (suite)**

Président de séance : Michel Bakalowicz, Hydrosociences, Montpellier

A.Mekni, L. Cary, S. Abderrazek, N. Gaaloul (INAT, INRGREF Tunisie) - Evolution spatio-temporelle de la nappe phréatique de Korba-El-Mida, Cap-Bon (Tunisie) et impact de sa recharge artificielle par les eaux usées traitées.

TY. Stigter, L. Ribeiro, JP. Nunes, B. Pisani, Y. Fakir, R. Hugman, Y. Li, S. Tomé, J. Samper, R. Oliveira, JP. Monteiro, H. El Himer (Portugal) - Impact of climate change on groundwater and its management in three coastal Mediterranean aquifers

12h00-13h30 **Déjeuner**

13h45-17h00 **Session du comité H2i du CFH « Hydrogéologie, Hydrologie, Isotopes » en hommage à Gian Maria Zuppi : témoignages, cas d'études, utilisation des isotopes pour aider à la caractérisation et à la gestion des aquifères côtiers.**

Président de séance : V. Ré, Université Ca Foscari de Venise

Laurence Gourcy (présidente de la section H2i du CFH) – Introduction

E. Di Sipio, V. Re, A Galgaro (IGG-Institute for Geosciences and Earth Resources, National Research Council (CNR), UOS of Padua, University Ca' Foscari of Venice Department of Geosciences, University of Padua) - Fresh water-salt water interactions in the shallow



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



aquifers of Venice lagoon mainland

A. Mayer, Y.Travi et les groupes CORILA et AATO (Univ Avignon) - Les aquifères de la plaine littorale de Venise : un cas d'étude sur les processus de recharge et d'interaction avec l'eau de mer

K. Zouari , Z. Hchaichi (Univ Sfax) - Apport de la géochimie isotopique à l'étude d'un système aquifère soumis à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : cas du système aquifère de Sfax (Tunisie)

W. Kloppmann, A. Bourhane, S. Schomburgk, F. Asfirane (BRGM service EAU) - Salinisation des masses d'eaux en France : du constat au diagnostic

Pause café - posters

Président de séance : Kamel Zouari, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie

15h-15h30

L. Cary, J. Casanova, A. Mekni, C. Guerrot, N. Gaaloul (BRGM, INRGREF Tunisie, Institut National Agronomique de Tunisie) - Effet d'une recharge artificielle par des eaux usées traitées sur la qualité des eaux de la nappe côtière de Korba, Cap-Bon, Tunisie

V. de Montety, B. Blavoux, O. Radakovitch, C. Vallet-Coulomb (Hydrosciences Montpellier; LHA - Université d'Avignon ; CEREGE) - Les isotopes du carbone pour déterminer l'influence de la matière organique sédimentaire sur la minéralisation des aquifères littoraux - Exemple de l'aquifère de Camargue

P. Baudron, F. Barbecot, C. Leduc, JD. Taupin, J.L.Garcia Arostegui, Y. Travi, D.M. Vicente, F. Cabezas Calvo-Rubio (IRD Montpellier, Univ Orsay, Univ Murcia, Univ. Avignon) – Utilisation des traceurs environnementaux pour déterminer l'impact de l'agriculture intensive sur l'aquifère littoral multicouches du Campo de Cartagena (Contexte semi-aride, Espagne) CARTAG-EAU.

17h30-18h30

Table ronde, synthèse et restitutions des ateliers du forum mondial de l'eau

M. Bernard BLAVOUX, *Président du Comité français de l'AIH*

M. Nathalie Dorfliger, BRGM, Responsable du service EAU

M. Francis PERRIN - Directeur de l'Ingénierie – Société des Eaux de Marseille

Michel Bakalowicz Hydrosciences Montpellier

Emilio Custodio, Université de Catalogne, Espagne



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau

Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



18h30-18h45

Clôture du colloque

- M. Bernard BLAVOUX, *Président du Comité français de l'AIH*
- Mme Danièle MILON, maire de Cassis, Vice-Présidente de la Communauté Urbaine Marseille Provence Métropole

19h00

Présentation aux habitants de Cassis des aquifères côtiers et des principaux enjeux et avancées en termes de gestion de la ressource

Apéritif offert par la mairie de Cassis

20h00

Soirée libre



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



POSTERS

Caractérisation des aquifères littoraux

B. Arfib, T. Lamarque (Aix-Marseille Univ. – CEREGE, SpéleoH2O) – Etude du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Port Miou et Bestouan par traçage artificiel : les marnes de l'Aptien sont-elles imperméables ?

JPh. Bellot, O Depraz, D Neyens, S. Barry, B. De Mezzo, L. Baqué, G. Henry, L. Depraz et P. Pezard (imaGeau, Géosciences Montpellier) - L'observatoire « imaGeau » : vers une gestion innovante des nappes côtières

J. Fournillon, B. Arfib, J. Borgomano (Aix-Marseille Université – CEREGE) - Estimation de la fonctionnalité du karst à partir des enregistrements CTD des sources : application à la paramétrisation de la vulnérabilité des aquifères.

T. Gaillard, E. Hauchard, JC. Roux (SAFEGE, CODAH, Univ Rouen) - Les Fontaines d'Yport (Seine-Maritime), émergences majeures du littoral normand crayeux. Exploitation et vulnérabilité de la ressource en eau.

C. Perret, B. Lismonde, L. Michel, L. Potié, B. Arfib (EDF, Association Rivière Mystérieuse, Télédyn, Aix Marseille Univ. CEREGE) - Mesures de débit dans les réseaux karstiques noyés et pénétrables. Différentes approches testées, difficultés et échecs. Quelles précisions en attendre ?

L. Michel, M. Douchet, L. Potié, G. Acquaviva (Télédyn, Association Cassis rivière mystérieuse) - Topographie de galeries karstiques noyées et pénétrables : l'exemple de Port Miou (Cassis).

Qualité et gestion des aquifères littoraux

N. Dörfliker, S. Schomburgk, M. Bouzit, A. Laurent (BRGM) - Montée du niveau marin induite par le changement climatique : conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers en Métropole.

J. Bonnier (Office de l'Eau de la Réunion) - Etude de la salinisation des aquifères côtiers en milieu volcanique insulaire : cas de l'île de La Réunion.

JC. Comte, O. Banton, S. Sambou, Y. Travi, I. Ouédraogo (Queen's University Belfast ; HYDRIAD ; Laboratoire d'Hydrogéologie – UMR EMMAH, Université d'Avignon ; Laboratoire d'Hydraulique, Université Cheikh Anta Diop de Dakar) - L'aquifère des sables de la presqu'île de Dakar (Sénégal) : état de la ressource et impacts anthropiques.



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau

Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



E. Petelet-Giraud, L. Cary, H. Pauwels, W. Kloppmann, L. Aquilina, S. Montenegro, R. Hirata, et la COQUEIRAL team (BRGM, CAREN Univ. Rennes, UFPE, Civil Engineering Department, Brésil, USP, Instituto de Geociências - Sao Paulo, Brésil) - Faire face à la salinisation et à la contamination des aquifères côtiers dans le contexte des changements environnementaux planétaires et sociétaux : approches géochimique et isotopique appliquées aux ressources en eau de Recife (Brésil)

M. Khaska, C. Le Gal La Salle, J. Lancelot (Laboratoire GIS, CEREGE, Nîmes) - Approche isotopique de l'origine de la minéralisation d'un aquifère karstique côtier méditerranéen.



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>



Ressources et gestion des aquifères littoraux

TABLE DES MATIERES

Session 1 – Caractérisation des aquifères littoraux	Page 21
<i>E. Custodio</i> – Conférence introductive : Coastal aquifer management in Europe.	23
<i>O. Banton, J.C. Comte</i> - Optimisation de l'exploitation des eaux souterraines de l'île de la Grande-Entrée (Îles-de-la-Madeleine, Québec, Canada).	35
<i>J.C. Comte, U. Ofterdinger, C. Wilson et C. Burns</i> - Rôle hydrogéologique des dykes volcaniques au sein de l'aquifère côtier des grès de Belfast (Irlande du Nord) et implications pour la gestion de la ressource.	41
<i>M. Baisset, M. Parizot, T. Pointet</i> - Connaissance des aquifères littoraux en Guyane.	47
<i>B. Vittecoq, J. Deparis, T. Jaouen, E. Auken, P. Nehlig, J. Perrin</i> – Identification d'un aquifère littoral à l'aide de mesures électromagnétiques héliportées. Exemple à Mayotte.	55
<i>N. Dörfliger, F. Asfirane, B. Aunay B, Y. Caballero, P. Fleury, P. Pezard, J. Lofj, D. Neyens, R. Certain, J. Chastanet, S. Traverse</i> - Approche géophysique et hydrogéologique à l'échelle régionale et locale pour la caractérisation des intrusions salines au sein d'un aquifère côtier sédimentaire poreux.	59
<i>M. Fiquet, G. Tennevin, C. Mangan, A. Emily</i> - Un aquifère prometteur sur le littoral : les poudingues pliocènes de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France).	61
<i>N. Massei, JP. Dupont, A. Jardani, M. Fournier et J. Roux</i> - La dynamique de l'ensemble multicouche Craie karstifiée/remplissage alluvionnaire dans le bassin intra-estuarien de la Seine.	69
Session 2 – Les Karsts périméditerranéens	Page 75
<i>J. Margat</i> – Conférence introductive. Présentation d'un essai d'inventaire préliminaire.	77
<i>P. Fleury, P. N. Dörfliger, M. Bakalowicz</i> - Classification des aquifères karstiques côtiers.	83





<i>M. Bakalowicz, A. El-Hajj Ahmad</i> - Les sources karstiques sous-marines de Méditerranée sont-elles des ressources non conventionnelles exploitables ?	91
<i>A. Tassy, F. Fournier, B. Arfib, J. Borgomano, E. Gilli, P. Munch, I. Thinon, M. Rabineau</i> - Géomorphologie terrestre et sous-marine en réponse à l'évènement messinien sur la marge provençale (SE France).	99
<i>E. Gilli, C. Mangan, G. Tennevin A. Emily</i> - Contamination spéléologique des sources karstiques saumâtres périméditerranéennes.	107
<i>K. Kavouri and G. P. Karatzas</i> - Simulation of the complex karstic hydrogeological system of Zakros -Crete using the finite element code FEFLOW.	115
Session 3 – Gestion des aquifères littoraux	Page 119
<i>O. Douez, F. Bichot</i> - Apport de la modélisation pour la gestion des prélèvements à la périphérie d'une zone humide côtière : application au Marais-Poitevin.	121
<i>Laurent Cadilhac, Evelyne Lacombe, Vincent Mayen</i> - Les aquifères littoraux des bassins Rhône-Méditerranée et Corse - Situation et enjeux pour ces ressources, interrogations pour le futur et pistes d'action.	
<i>N. Amraoui, Y.M. Le Nindre, J. Casanova, K. Benard, D. Thiery, M. Moulin, N. Rampoux</i> - Vers une gestion active des ressources en eau de l'aquifère alluvial du bas Gapeau (France).	129
<i>Y. Caballero, B. Ladouche, I. Terrasson, S. Chazot</i> - Impact du changement climatique sur un aquifère captif côtier : le pliocène du Roussillon.	131
<i>D. Thiery, G. Picot, N. Amraoui, V. Hamm, A. Dumon</i> - Gestion active des ressources en eau souterraines de l'île de Grande-Terre (Guadeloupe).	133
Session 4 - Qualité des aquifères littoraux	Page 139
<i>B. Ladouche, R. Millot, C. Guerrot et C. Lamotte</i> - Caractérisation géochimique de l'aquifère hydrothermal de Balaruc-les-Bains lors d'un épisode d'inversac.	141
<i>Rim Trabelsi & Kamel Zouari</i> - Origine de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de l'île de Djerba (Tunisie) : Application des méthodes hydrochimique et Isotopique.	151
<i>F.J. Montalván Toala, J. Heredia Díaz, F.J. Elorza Tenreiro</i> - Caractérisation hydrochimique et isotopique et utilisation de traceurs naturels pour la conceptualisation d'un schéma de flux du	159





système hydrogéologique hypersalin de Fuente de Piedra (Málaga-España).	
<i>A. Mekni, L. Cary, S. Abderrazek, N. Gaaloul</i> - Evolution spatio-temporelle de la nappe phréatique de Korba-El-Mida, Cap-Bon (Tunisie) et impact de sa recharge artificielle par les eaux usées traitées.	161
<i>TY. Stigter, L. Ribeiro, JP. Nunes, B. Pisani, Y. Fakir, R. Hugman, Y. Li, S. Tomé, J. Samper, R. Oliveira, JP. Monteiro, H. El Himer</i> - Impact of climate change on groundwater and its management in three coastal Mediterranean aquifers.	171
Session du comité H2i du CFH « Hydrogéologie, Hydrologie, Isotopes » en hommage à Gian Maria Zuppi : témoignages, cas d'études, utilisation des isotopes pour aider à la caractérisation et à la gestion des aquifères côtiers.	Page 177
<i>E. Di Sipio, V. Re, A Galgaro</i> - Fresh water-salt water interactions in the shallow aquifers of Venice lagoon mainland.	181
<i>A. Mayer, Y. Travi et les groupes CORILA et AATO</i> - Les aquifères de la plaine littorale de Venise : un cas d'étude sur les processus de recharge et d'interaction avec l'eau de mer.	189
<i>K. Zouari, Z. Hchaichi</i> - Apport de la géochimie isotopique à l'étude d'un système aquifère soumis à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : cas du système aquifère de Sfax (Tunisie).	191
<i>W. Kloppmann, A. Bourhane, S. Schomburgk, F. Asfirane</i> - Salinisation des masses d'eaux en France : du constat au diagnostic.	199
<i>L. Cary, J. Casanova, A. Mekni, C. Guerrot, N. Gaaloul</i> - Effet d'une recharge artificielle par des eaux usées traitées sur la qualité des eaux de la nappe côtière de Korba, Cap-Bon, Tunisie	201
<i>V. de Montety, B. Blavoux, O. Radakovitch, C. Vallet-Coulomb</i> - Les isotopes du carbone pour déterminer l'influence de la matière organique sédimentaire sur la minéralisation des aquifères littoraux - Exemple de l'aquifère de Camargue	209
<i>P. Baudron, F. Barbecot, C. Leduc, JD. Taupin, J.L. Garcia Arostegui, Y. Travi, D.M. Vicente, F. Cabezas Calvo-Rubio</i> - Utilisation des traceurs environnementaux pour déterminer l'impact de l'agriculture intensive sur l'aquifère littoral multicouches du Campo de Cartagena (Contexte semi-aride, Espagne) CARTAG-EAU.	215





POSTERS	Page 219
Caractérisation des aquifères littoraux	
<i>B. Arfib, T. Lamarque</i> – Etude du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Port Miou et Bestouan par traçage artificiel : les marnes de l'Aptien sont-elles imperméables ?	221
<i>JPh. Bellot, O Depraz, D Neyens, S. Barry, B. De Mezzo, L. Baqué, G. Henry, L. Depraz et P. Pezard</i> - L'observatoire « imaGeau » : vers une gestion innovante des nappes côtières	227
<i>J. Fournillon, B. Arfib, J. Borgomano</i> - Estimation de la fonctionnalité du karst à partir des enregistrements CTD des sources : application à la paramétrisation de la vulnérabilité des aquifères.	229
<i>T. Gaillard, E. Hauchard, JC. Roux</i> - Les Fontaines d'Yport (Seine-Maritime), émergences majeures du littoral normand crayeux. Exploitation et vulnérabilité de la ressource en eau.	235
<i>C. Perret, B. Lismonde, L. Michel, L. Potié, B. Arfib</i> - Mesures de débit dans les réseaux karstiques noyés et pénétrables. Différentes approches testées, difficultés et échecs. Quelles précisions en attendre?	245
<i>L. Michel, M. Douchet, L. Potié, G. Acquaviva</i> - Topographie de galeries karstiques noyées et pénétrables : l'exemple de Port Miou (Cassis).	251
Qualité et gestion des aquifères littoraux	255
<i>N. Dörfliger, S. Schomburgk, M. Bouzit, A. Laurent</i> - Montée du niveau marin induite par le changement climatique : conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers en Métropole.	257
<i>J. Bonnier</i> - Etude de la salinisation des aquifères côtiers en milieu volcanique insulaire : cas de l'île de La Réunion.	259
<i>JC. Comte, O. Banton, S. Sambou, Y. Travi, I.</i> - L'aquifère des sables de la presqu'île de Dakar (Sénégal) : état de la ressource et impacts anthropiques.	267





<i>E. Petelet-Giraud, L. Cary, H. Pauwels, W. Kloppmann, L. Aquilina, S. Montenegro, R. Hirata, et la COQUEIRAL team - Faire face à la salinisation et à la contamination des aquifères côtiers dans le contexte des changements environnementaux planétaires et sociétaux : approches géochimique et isotopique appliquées aux ressources en eau de Recife (Brésil)</i>	275
<i>M. Khaska, C. Le Gal La Salle, J. Lancelot (Laboratoire GIS, CEREGE, Nîmes) - Approche isotopique de l'origine de la minéralisation d'un aquifère karstique côtier méditerranéen.</i>	277
<i>B. Claude – Caractérisation des flux et traçage de l'eau au sein des aquifères côtiers méditerranéens anthropisés. Cas du Campo de Cartagena, SE Espagne (CARTAG-EAU)</i>	279
Liste des auteurs	281



Colloque labellisé 6^{ème} forum mondial de l'eau
Side event <http://www.worldwaterforum6.org/fr/accueil/>

SESSION 1
CARACTERISATION DES AQUIFERES LITTORAUX

Coastal aquifer management in Europe

Emilio Custodio

Royal Academy of Sciences of Spain. Dept. Geoengineering and Foundation International Centre for Groundwater Hydrology, Technical University of Catalonia (UPC), Gran Capita s/n, Ed. D-2, Campus Nord, 08034 Barcelona, Spain e-mail: emilio.custodio@upc.edu.

Abstract

Europe has a long continental and island coastline along which many human activities are concentrated. Coastal aquifer development is often intensive and subject to salinity problems as a result of seawater intrusion, upconing of deep saline water, and residual salinity in aquitards. These coastal aquifers are important freshwater sources that risk being salinized by different processes. Often important coastal aquifers are of relatively small size but crucial to supply human needs, which vary from mostly urban and industrial supply in mid to high latitudes, to dominantly seasonal for irrigation and tourism in the Mediterranean area and many of the islands. To prevent quality loss through salinization, management is needed. This is a complex objective, full of difficulties and with scarce experience. Solutions are highly dependent on local circumstances. Some aquifers are carefully studied, monitored and managed. Examples can be found in different countries, such as The Netherlands, Belgium, and northeastern Spain.

Keywords: Europe, Coastal aquifers, Seawater intrusion, Groundwater management

I. Introduction

In comparison with other continents, the highly irregular shape of continental Europe and the numerous European islands yields a very long coastal zone per unit surface area. In the southern parts of Europe, especially along the Mediterranean shore, in the numerous small islands and in the Atlantic Ocean Macaronesian archipelagos (Canaries, Madeira and Azores), irrigated agricultural activities and tourist resorts, with their markedly seasonal patterns, have a large freshwater demand. In these areas, available surface water resources are often scarce or inexistent. However, there are numerous coastal aquifers, whose development to get freshwater is a key social and economic issue. This leads to a situation in which many of these coastal aquifers become intensively exploited, and the natural seawater–freshwater relationships may be greatly modified.

Consequently, the interest on the influence of seawater on freshwater resources, and especially on groundwater, has been traditionally high, including methods and management practices to fight the deleterious effect of seawater–induced high salinity. Salinity problems have been growing with more intensive groundwater abstraction and, in some areas, as a result of coastal lowland reclamation impact on groundwater flow. The construction and operation of civil works and transportation ways may include important drainage activities or, contrarily, introduce barriers to groundwater flow towards the shore, which may be the cause of important coastal aquifer flow pattern changes. Besides their natural values, coastal aquifers are key, valuable, and important natural infrastructures for water supply (Custodio 2005). Salinity problems in many European coastal areas have been well known since the late nineteenth century. In fact, the Ghijben–Herzberg principle (Badon Ghijben 1899; Herzberg 1901) was developed from observations on the Dutch North Sea coast and the northern Baltic shore of Germany. For decades, these problems have attracted the attention of European professionals, specialists and scholars dealing with groundwater, willing to know more, share experiences, and bring forward new ideas. So, every other year, since 1968, meetings under the title of Salt Water Intrusion Meeting (SWIM) have been convened in Europe and recently alternating between Europe (the last one in Ponta Delgada, São Miguel Island, Azores, 2010)

and in America (the next one in Buzios, Rio de Janeiro, Brasil, 2012). SWIM publications contain a lot of relevant information on the progress of knowledge about basic concepts of seawater–groundwater relationships in key European areas. A recent compilation of cases, with emphasis in the Mediterranean area, has been published (López–Geta et al., 2008).

II. General geological and hydrogeological aspects

Coastal areas may be rugged and steep, but also recent gentle plains associated to the large depressions of major river basins, such as the Vistula (Poland), Thames (UK), Garonne (France), Po (Italy), Guadalquivir (Spain), Rhone (France), Danube (Ukraine/Romania), Ebre (Spain), and Rhine (The Netherlands). Large areas correspond to crystalline and metamorphic rocks, such as Scandinavia, Scotland, northwestern France, and the northwestern part of the Iberian Peninsula. There are notable carbonate rock series, from the Palaeozoic to the Cenozoic, in southwestern England, north France and all along the European Mediterranean area, including the major islands, and also coral–reef–associated Miocene sediments in the Mediterranean area. The Atlantic islands of the Macaronesia are fully volcanic, as well as the Eolian and many of the Aegean islands, in the central and eastern Mediterranean Sea. Also Iceland is partly a volcanic island. Many of the largest continental European aquifers have the sea as one of their boundaries (Custodio, 2010).

Different geological processes have had a large influence on many of the main European coastal aquifers. The great Messinian (Miocene) crisis of the Mediterranean Sea, during which it was isolated from the Atlantic Ocean, produced very deep sea levels. Deep valleys were excavated, now filled with sediments, which include large volumes of marls. During the last glaciation, the northern half of Europe was covered by ice caps, including parts of the British Isles. Deep glacial valleys were excavated and later on filled with glacial and fluvioglacial deposits, mostly gravels, sands and clays. These deposits dominate in Jutland (Denmark) and the coasts of northern Poland, northern Germany and The Netherlands.

During the last glaciation, which lasted until 10,000 years ago, with their maximum about 16,000 years ago, sea level was depressed down to about 120 below present sea level. All along the Atlantic and the Mediterranean areas, this favoured the excavation of encased valleys by rivers that cut into existing rocks and sediments, including those deposited during older low sealevel stands. These valleys have been lately filled up with fluvial, estuarine, marine and eolian sediments. They often contain permeable to very permeable layers, especially close to the old valley bottoms. The resulting coastal plains are currently densely populated and highly productive agricultural areas with intensive groundwater abstraction.

From the point of view of groundwater resources, deltaic areas are one of the most important coastal formations. They are found in the lower reaches of rivers when the rate of river–contributed solids exceeds their dispersion by sea tides and currents, as in the low–tide Mediterranean Sea. Typical deltaic areas are those of the Rhine–Meuse (The Netherlands), Aveiro (northern Portugal) and Guadalquivir (southwestern Spain), in the Atlantic coast, the Ebre and Llobregat (Catalonia, northeastern Spain), Rhone (southern France) and Po (northeastern Italy) in the Mediterranean Sea. In the Lower Tagus River, in Lisbon (Portugal) and the River Thames, around London (southeastern UK) there are wide encased estuaries but not deltas.

Deltaic sediments were partly or dominantly deposited under saline water, which may be still there (Post, 2004; Custodio and Bruggeman, 1997). Such are the cases in the lower Rhone River (southern France), the lower Guadalquivir–Doñana Area (southwestern Spain), and around Aveiro (northern Portugal). Deposits may also contain brines produced by intense surface water evaporation in the marshy, closed areas created by coastal dynamics.

Sandy sediments dominate in the southeastern North Atlantic coast, with more or less continuous clay–silt layers that separate an upper aquifer from a deeper one, in this case containing remnant seawater bodies (De Vries 1981; De Breuck and De Moor 1974). Inland icepushed hills and coastal dune chains have

favoured the formation of elongated freshwater bodies in the coastal plains. Behind the coastal dunes, the land has very low elevation and there are shallow lakes, lagoons and marshes with clayish top sediments. In The Netherlands, especially around Amsterdam, many of these low areas (*polders*) have been drained to accommodate human activities (Fig. 1). Their elevation may be below current local mean sea level and even below the minimum local sea level. This situation is being aggravated by current seawater level elevation trend, land subsidence, and compaction of peat layers. These drainages for land reclamation have created conditions for extensive deep saltwater upconing.

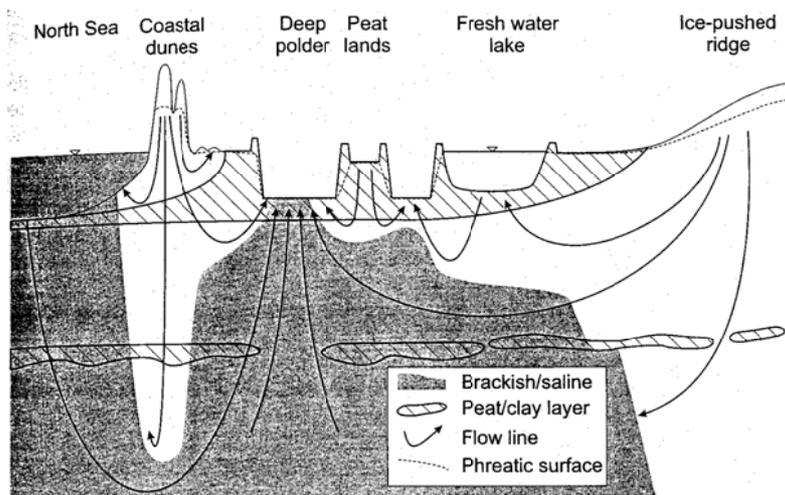


Fig. 1. Schematic flow systems in the western part of the Netherlands. The cross-section is about 60 km across.

Typical Mediterranean delta conditions are represented by the rather large Ebre and the small Llobregat deltas in Catalonia, northeastern Spain. The latter supports an important groundwater development (Custodio 1981; Niñerola et al. 2009). Both of them have a well-developed typical sedimentary structure consisting in an upper aquifer and a deep one, separated by a clay-silt-fine sand wedge (Manzano et al. 1986; Gámez et al. 2009). The deep layers merge upstream with the low valley river terraces, where there are good recharge conditions. Figure 2 is a typical hydrogeological cross-section corresponding to the Ebre delta. For the Llobregat delta, the initial situation and the current intensively modified situation due to intensive groundwater abstraction is shown in figure 3.

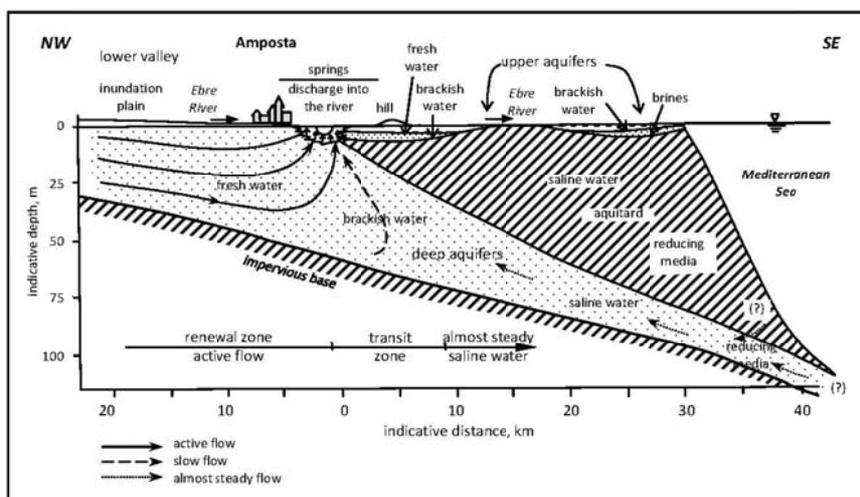


Fig 2. Idealized hydrogeological cross-section of the Ebre delta indicating groundwater flow, which is very slow where arrows are discontinuous (after Bayó et al. 1987).

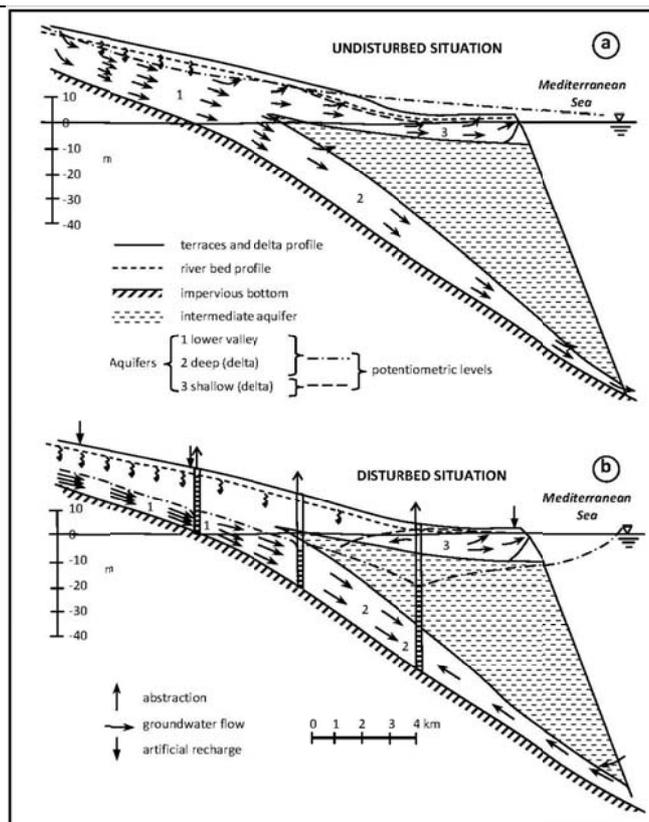


Fig 3. Idealized hydrogeological cross-section of the Llobregat delta (Barcelona). **a** The undisturbed situation prevailing until early the twentieth century; **b** the current highly disturbed situation (after Iribar and Custodio 1992).

In the Ebre delta land elevation at the upstream deep aquifer outcrop is very low, less than 0.5 m above mean sea level. This means that there is not enough freshwater head to flush out the original seawater from the deep coarse sediments, and the deep aquifer contains marine water (Bayó et al. 1987), with some sluggish inlandward saline flow towards the upstream outcrop. This is due to the higher equivalent freshwater head of seawater at the deep aquifer depth, and to saline water inflow from the slowly compacting top silt-clay wedge. The situation of the Rhone (southern France) and Po (northeastern Italy, see Antonelli et al., 2008) deltas are similar to that of the Ebre delta, although they are more complex, with several permeable layers and large areas prone to be flooded.

In the Llobregat delta, the inland outcrop of the deep aquifer is produced at a much higher elevation, about 11 m above mean sea level, due to the lower valley coarse filling deposits and the torrential nature of the river. This allows freshwater to flow toward the existing submarine outlet at about 4 km offshore, at about 120 m below sea level, or an equivalent freshwater head of 3 m above sea level. Old marine water has been already flushed out in large areas, with only a rather small salinization component due to the clay-silt wedge compaction and diffusion from remaining saline layers in it (Manzano and Custodio 1995), which was the natural situation. Intensive groundwater development since late nineteenth century and especially after the 1950s, has produced a dramatic flow pattern change. The result is a progressively advancing seawater intrusion from the submarine suboutcrop (Fig. 4) that was noticed early in the 1960s, after about 15 years of starting intensive development. Saline water penetration is limited by wells abstracting brackish and saline water (Custodio 1981; Abarca et al. 2006; Niñerola et al. 2009). This is also the situation in other small Catalan deltas in northeastern Spain and southern France.

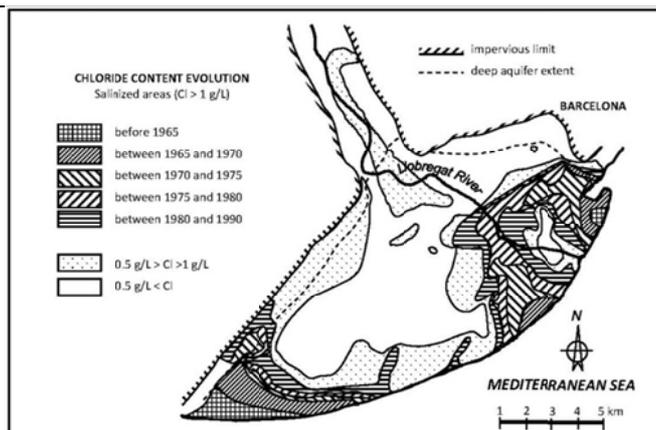


Fig 4. Advancement of seawater intrusion into the Llobregat's delta deep confined aquifer from 1965 to 1990. Penetration is faster where the aquifer is more permeable and the confined clay–silt layer pinches out or is breached by deep excavations, as in the new harbor docks to the east (after Iribar and Custodio 1992). Groundwater has been modeled by Iribar et al. (1997), and later on, including saline water transport, by Abarca et al. (2006) and Vázquez–Suñé et al. (2006).

Carbonate massifs are common in the European Mediterranean coast. They are mostly of Mesozoic and Cenozoic age. These formations may be karstified and the associated enlarged cavities may extend down to 100 m below present sea level, or more if they correspond to older sea–level stands or to the Messinian crisis (La Vaissière et al. 2007), or to tectonic vertical displacements.

Often water discharges at the shore or offshore at shallow depths. Deep, old submarine outlets offshore from the present coastline may be clogged, and then younger, vertical outflow shafts near the shoreline have often been developed by rock dissolution, forced by hydrodynamics. Large springs are found all along the continental coast. Well–known situations are found in eastern and northeastern Spain (Moraig; La Falconera), southern France (Port–Miou, Cassis), southeastern Italy (Basilicata and Taranto areas, in the Salentine Peninsula), Sicily, the western coast of the Adriatic Sea (Dinaric karst of Croatia, from where the name karst comes), and Greece. They are also found in the islands. Carbonate massif systems are often complex, and so is marine water intrusion in them.

There are some coastal shallow holes, continuously absorbing marine water, as in the Argostili peninsula of Cephalonia island, in the Ionian Sea, which were used in the past to power a watermill. There are submerged coastal caves continuously absorbing seawater –except in very wet periods– such as that of Toix (eastern Spain). Brackish to saline springs discharging a few metres above sea level are known in Greece (Almiros spring, Heraklion, Crete) and in eastern Mallorca Island (S'Almadrava). They are the result of continental groundwater recharge that mixes at depth with seawater, thus reducing its salinity and consequently increasing the equivalent freshwater head, in a network of perhaps a few hundred metres deep karst conduits connecting inland areas with the sea, and with vertical outflow paths near the coast (Fleury et al. 2007; Arfib et al. 2007; Sanz et al. 2002).

Salinity problems in carbonate massif areas, mostly in the Mediterranean area, are well known. Groundwater development concentrates in the permeable areas since the yield of other areas may be too low. In these cases, wells should be drilled or excavated just to penetrate the water table, and the pumpage rate has to be low to very low to try to avoid saline water upconing. Another possibility is drilling horizontal water galleries at around sea level to try to skim groundwater at the water table. Often karstic areas suffer from scarce freshwater resources, and salinity problems increase at times when freshwater is more in demand in regards to irrigation or seasonal tourism. This is common in Southern Europe. When karstic coastal formations have a clastic cover, freshwater resources may be developed from it, with relative success, but intensive exploitation may lead to progressive, often intensive, salinization problems from below and laterally. Such happens in the Augusta Plain (eastern Sicily) and in part of the Tarragona coastal

area (Catalonia, northeastern Spain), where aquifers include detrital formations. Compilations of knowledge can be found in Calaforra (2004) and Tulipano (2005).

The large discharge of karstic coastal springs, although often from slightly to fairly brackish, has attracted the attention of water developers. Attempts are known of since the early twentieth century, but without significant success due to low exploitable flow, or fast increasing salinity after development, or being too complex to be operated. Perhaps the most sophisticated attempt has been carried out in the Port–Miou coastal spring (Cassis, Provence, southern France), in the 1980s. The attempt was not very successful since brackish water was obtained. Other attempts were carried out in La Falconera spring (Garraf, Catalonia) early in the twentieth century. In localized sea bottom outflows in Taranto Bay, Salentine Peninsula, southern Italy, submarine devices have been tested to avoid freshwater mixing with seawater, but freshwater yield was too low for practical use. A successful case in Greece involves groundwater discharging near the shore and surrounded by poorly pervious materials, which allows the isolation of the springs from the sea by an engineered barrier, but this is a special case under highly favorable conditions.

Islands often support large populations and intense agricultural, tourist and in some cases industrial activities, but they may be devoid of significant permanent springs and streams. In most cases they have intensively developed their fresh groundwater resources, especially near the shore. Currently, they are complementing available water resources by seawater and brackish water desalinization (The Canaries, Mallorca, Cyprus, Malta, Pantelleria) and reuse of treated waste water for compatible demands (Gran Canaria, Mallorca). Sustainability of groundwater development is a key issue, although groundwater abstraction is often excessive and is accompanied by seawater encroachment.

Many of these small islands are fully volcanic. Typically, but not always, volcanic islands present a low to fairly low-permeability volcanic "core" of old, highly altered volcanics with dense dike sets and buried volcanic chambers, which may or may not crop out, in which a more or less high freshwater body may exist, up to 1,500 m in some of the Canary and Madeira islands (Custodio 2004). These "core" materials may extend to the coast or have recent volcanics on and around them, forming a cover and an apron of permeable to highly permeable formations. Seawater intrusion may be not serious when "core" materials are found along the shore, but the saltwater wedge and dispersion zone may penetrate deeply into the highly heterogeneous apron of young volcanics and the associated coastal sediments (Figure 5). In this last case, depending on the recharge rate, extent of the contributing basin, and sea tide range, a thin freshwater layer may exist, or the top of the aquifer may be already brackish and even saline. Groundwater development near the coast is easily affected by saline–water upconing. However, in other cases salinity is of climatic origin, as in the southern areas of the western Canary Islands. In Fuerteventura old marine water remains in the deeper parts; it is partly above current sea level due to the slow island rising (Herrera and Custodio, 2002), and show old thermal effects.

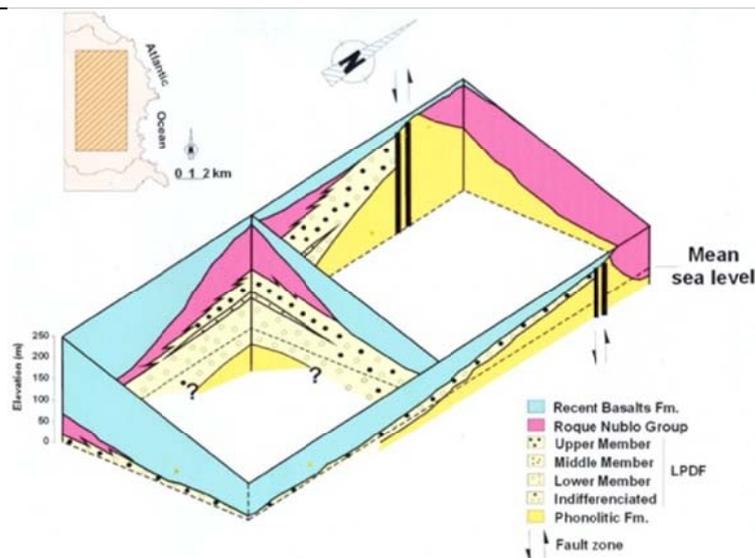


Fig. 5. Volcano-sedimentary conditions at Telde coastal area (eastern Gran Canaria) with coarse clastic layers that are currently seawater intruded.

Other European islands are not volcanic and consist of crystalline and metamorphic rocks in the northern Atlantic Ocean and around the British Isles. They behave similarly to the same circumstances in the continent, except for the isolation from continental or large island water sources. Carbonate-dominated inlands are found in the Mediterranean Sea, as characterized by Malta and Gozo (Figure 6). They have a karstified limestone basement and a thick cover of low-permeability chalk through which recharge is produced. Climate is semiarid and consequently the recharge rate is small. In Malta, groundwater is mostly obtained by means of excavated deep shaft wells that penetrate down to the karstified limestone –whose top is above sea level– where a thin freshwater lens floats on saline water. To reduce upconing, a drainage galleries network –constructed during the British rule– connects wells and radiates out from them. Variable height spillways limit groundwater drainage to the galleries in order to avoid excessive salinization by upconing, especially in dry periods.

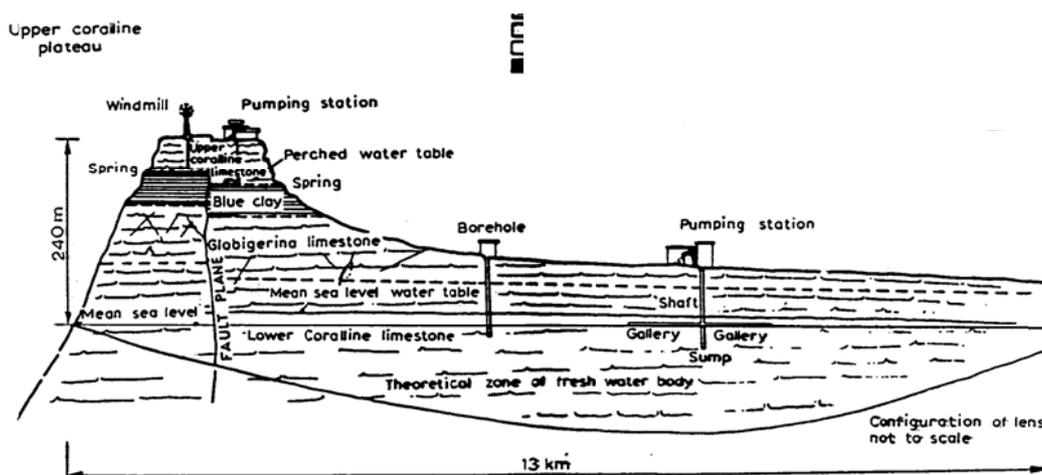


Fig. 6. Idealized NNW-SSE section of Malta island that show low permeability limestones (chalk) on karstified coralline limestones at about sea level. Exploitation by means of very low penetration galleries irradiating from a central shaft-well allow skinning freshwater.

The Balearic Islands are geologically complex and their behaviour is more similar to common carbonate coastal massifs, except in the smallest islands. Sardinia, Corsica, Crete and Cyprus, which are relatively large islands, behave as continental-like masses. In Cyprus, the noticeable and growing salinity of the eastern

coastal aquifers is in part due to return irrigation flows, which is also a common circumstance in other islands. The effect is enhanced when poor-quality irrigation water is applied.

III. Aquifer management and sustainability considerations

The varied hydrogeological conditions, the intensive groundwater development stage in many areas, the deep social implications, and the legal framework affecting the European coastal areas have led to the development of local solutions to try to fight and control seawater intrusion into aquifers, and also to avoid old, deep saline water in large areas, which is a common circumstance in the northern areas of Germany and Poland.

Groundwater in coastal areas is not only a source to supply human needs, but also play an environmental role in continental and offshore areas, to be taken into account as wetland support, contribution of nutrients and local dilution with changing cation abundance and proportion.

When coastal groundwater is mostly for town supply, restrictions on well drilling and abstraction, and on emplacement, are relatively easy to enforce since they often depend on a few public or private organizations. However, in the southern European areas, including the archipelagos, irrigation is often an important and even dominant groundwater user. This is also true regarding the supply of water to tourist-resort areas. In these cases, the number of stakeholders may be very high, and they act mostly individually, with little regard to aquifer-use sustainability. Intensive groundwater development has been the result of a kind of bottom up "silent revolution" starting a few decades ago, with little governmental knowledge, involvement, monitoring and management. In many cases, according to the commonly applied Roman Code of Law, groundwater was a *res nullius* natural good, which became the property of the abstractor. Consequently, water regulatory organizations (public water agencies) have often disregarded groundwater, considering it alien to their water administration duties, have been unprepared and uninterested in coastal aquifer management, and have also lacked the adequate human and economic resources to take groundwater into account. This has been changing in recent times, but action is often rather late and poorly effective. Groundwater in these areas has suffered from serious salinization problems. However, this is not an unavoidable situation. Intensive-use consequences such as too much groundwater level drawdown and salinization can be redressed with management, which includes regulation together with participation and co-responsibility of stakeholders who must be aware that aquifers are a valuable common asset. Management needs adequate monitoring, which is not an easy task in coastal aquifers due to the three-dimensional characteristics of groundwater flow and salinity patterns. Data should be available for all interested parties and the public in general; it has been noted that some experience has begun to make itself available.

In the year 2000, the European Union enacted the Water Framework Directive, with further details on groundwater in 2006, in the "daughter" Groundwater Directive. These Directives are aimed at the protection, halt of further degradation, and restoration of the water dependent environment. The Directives are compulsory in the whole European Union, and have been incorporated into Member States' Water Acts and regulations, following the subsidiarity principle. Good quantitative and qualitative statuses of aquifers have to be attained by the year 2015. Where there is risk of not attaining them, extended terms may be negotiated through well-documented studies (including the salinization of coastal aquifers due to human activities), clarifying measures to be implemented in order to reach the objectives by no later than the year 2027. The effective application to coastal aquifer need further development and experience. Modeling is generally an useful tool to support management (Vázquez-Suñé et al., 2006; Abarca et al., 2006), as was done in the past for the Llobregat Delta aquifer (Iribar et al., 1997), and is currently a decision tool for the Water Agency and the Groundwater Users Community.

Member states are taking steps to accomplish goals, although some situations are very difficult to redress since they imply a high economic and social cost, if they can be redressed at all; this relates mostly to

southern Europe, the Atlantic Ocean archipelagos and the Mediterranean islands, where supply to agricultural and tourist areas are the main, highly seasonal, groundwater demand. This may pose a serious challenge to those areas, for which there is not currently a clear way forward.

What has been done up to present are local efforts, variable from one area to another. In many cases, there are restrictions on well drilling, emplacement of wells, and groundwater abstraction, and even on carrying out civil works projects that need drainage. Preserving the more or less continuous clay layers that protect against or greatly delay and disperse, saline water upconing is an important issue. The dunes of Haarlem (Amsterdam) have received artificial recharge with imported Rhine water since the 1960s to maintain the freshwater balance. The management success depends on a careful consideration and protection of clayish layers, which limit and delay salt water upconing from below. More or less effective restrictions on distance to the shore and well depth have been established in The Canaries and some areas of Mediterranean Spain, although often without being supported by detailed studies. This affects currently the abstraction of brackish and saline water for desalination, which is becoming a coast normal issue on the effects and brine disposal.

In the Llobregat delta and low valley (Barcelona), aquifer recharge by river water has been enhanced by careful scraping of the river bed since the 1940s, and there has been artificial recharge through deep wells of excess potabilized river water since the 1960s. A line of coastal deep injection wells started operation in 2007 to decrease and reverse seawater intrusion by injecting tertiary treated waste water, which is further microfiltered and UV-ray disinfected, with salinity reduction through reverse osmosis (Niñerola et al. 2009). Recharge of treated waste water is also practiced in Belgium (Vandenbohede et al. 2009) and is under detailed studies near Amsterdam by the Water Supply Company.

In the Mediterranean coast of continental Spain, and the islands of Mallorca, The Canaries and Porto Santo (Madeira archipelago), the pressure on coastal aquifers is being reduced by producing desalinated water from seawater or aquifer brackish water, mostly by reverse osmosis, and using treated waste water. The restoration of some coastal aquifers may be accompanied by water-table recovery. In urban areas this may produce the inundation of already constructed underground space (railway and subway tunnels, underground passages, underground stores and subterranean parking lots), constructed when the water table was depleted due to intensive pumpage. Current groundwater abstraction decrease in many coastal aquifers, especially in urban areas, is partly due to well abandonment as a consequence of seawater intrusion, and this has allowed the progress of saline water towards other wells. This is a further problem to be considered in coastal aquifer management. In the Barcelona Plain, the water-table recovery is partially solved by abstracting the poor-quality groundwater for urban use and watering of public gardens and spaces, and also for additional town supply after careful treatment. This has been modelled in order not to increase seawater intrusion in other areas.

As already noted, the involvement of stakeholders in coastal aquifer management and sustainable development is considered a necessary goal. Users' organizations have been created in southern France (L'Herault) and the Llobregat's delta and low valley (Barcelona) (Custodio et al., 2001). Since 1975, in the Llobregat area, groundwater stakeholders, mostly water-supply companies and industrial establishments, but also farmers' representatives, formed such an organization, which has increased activity and helped to improve a fast deteriorating situation (Niñerola et al. 2009). The need for these organizations was already specified in the Spanish Water Act of 1985, but their creation and effective functioning has been a complex affair, especially in coastal aquifers, with a lot of social and administrative handicaps. Progress is being made, with improved legal procedures and the thrust of a state-wide, private sector users' association, a civil organization. Bottom up initiatives are much more effective than top down ones. However, in any case, good public and private cooperation and understanding is needed, even if some objectives are not shared, but a win-win situation can be uphold.

IV. Conclusions

The long coastline of continental Europe and its islands presents a complex geology, with climate conditions varying from temperate to cold, relatively humid in the northern areas, to warm and dry in the Mediterranean area and Atlantic archipelagos. This produces a large variety of situations with respect to seawater–groundwater relations, in which intense groundwater development has to be taken into account.

Seawater intrusion, from natural to man–induced, from lateral seawater penetration to upconing from below, or the displacement of saline water from still unflushed aquifers and aquitards, are common circumstances. However, most of them reflect local situations and do not necessarily represent the behaviour of the whole aquifer. Management is needed and some approaches are under way, with some interesting examples of private and public collaboration through groundwater users' associations. The European Water Framework Directive is pushing knowledge, monitoring and management of coastal aquifers improvements.

Acknowledgements

Thanks to the French Committee for IAH for the invitation to prepare this paper.

References

- Abarca E, Vázquez–Suñé E, Carrera J, Capino B, Gámez D, Batlle F (2006) Optimal design of measures to correct seawater intrusion. *Water Resour. Res.* 42(9). doi: 10.1029/2005WR004524.
- Antonelli M, Mollena P, Giambastini B, Bishop K, Caruro L, Minchic A, Pellegrini L, Sabia M, Udazzi E, Gabianelli G (2008) Salt water intrusion in the coastal aquifer of southern Po Plain, Italy. *Hydrogeol J.* 16: 1541–1556.
- Arfib B, de Marsily G, Ganoulis J (2007) Locating the zone of saline intrusion in a coastal karst aquifer using spring flow. *Ground Water* 45(1): 28–35.
- Badon Ghijben W (1899) Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam [Notes on the behaviour of wells near Amsterdam]. *Tijdschrift het koninklijk Instituut voor Ingenieurs, KJVI, The Hague*, pp 8–22.
- Bayó A, Custodio E, Loaso C (1987) Las aguas subterráneas en el Delta del Ebro [Groundwater in the Ebre Delta]. *Rev Obras Públicas. Madrid.* 3368: 47–65.
- Cabrera, M.C., Custodio, E. (2005). Evolution of groundwater intensive development in the coastal aquifer of Telde (Gran Canaria, Canarian Archipelago, Spain). In A. Sahuquillo, J. Capilla, L. Martínez–Cortina, X. Sánchez–Vila (eds.). *Groundwater Intensive Use. Intern. Assoc. Hydrogeologists, Selected Papers 7, Balkema*: 295–306.
- Calaforra JM (ed) (2004) The main karstic aquifers of southern Europe. European Commission, Directorate–General for Research, EUR 20911 (Cost Action 621), EC, Brussels, 123 pp.
- Custodio E (1981) Sea water encroachment in the Llobregat delta and Besós areas, near Barcelona (Catalonia, Spain). *Sea Water Intrusion Meeting: Intruded and Fossil Groundwater of Marine Origin. Rapp. och Meddelanden*, 27. *Sveriges Geologiska Undersökning, Uppsala, Sweden*, pp 120–152.
- Custodio E (2004) Hydrogeology of volcanic rocks. In: *Groundwater studies: an international guide for hydrogeological investigations. IHP–VI Series on Groundwater*, 3. UNESCO, Paris, pp 395–425.
- Custodio E (2005) Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra E, Hernandez M, Usunoff E (eds) *Groundwater and human development. IAH, Selected Papers no. 6., Balkema, Lisse, The Netherlands*, pp 15–38.
- Custodio E (2010) Coastal aquifers of Europe: an overview. *Hydrogeology Journal*, 18: 269–280.
- Custodio E, Bruggeman GA (1987) Groundwater problems in coastal areas. *Studies and Reports in Hydrology* 45. UNESCO, Paris, 596 pp.
- Custodio E, Edmunds WM, Travi Y (2001). Management of coastal paleowaters. In W.M. Edmunds and C.J. Milne, *Palaeowater in Coastal Europe: Evolution of Groundwater since the late Pleistocene. Geological Society (London), S.P.* 189: 313–327.
- De Breuck W, De Moor G (1974) The evolution of the coastal aquifers of Belgium. *Proc. 4th Salt Water Intrusion Meeting, Ghent, Belgium, August 1974*, pp 158–172.
- De Vries JJ (1981) Fresh and salt ground water in the Dutch coastal area in relation to geomorphological evolution. *Geol Mijnbouw* 60(3): 362–380.
- Falkland A (ed.) (1991) *Guide on the hydrology of small islands. Studies and Reports in Hydrology no. 49. UNESCO, Paris*, 435 pp.

- Fleury P, Bakalowicz M, de Marsily G (2007) Submarine springs and coastal karst aquifers: a review. *J. Hydrol.* 339: 79–92.
- Gámez D, Simó JA, Lobo FJ, Carrera J, Vázquez–Suñé E (2009) Onshore–offshore correlation of the Llobregat deltaic system, Spain: development of deltaic geometries under different relative sea–level and growth fault influences. *Sediment Geol.* 217(1–4): 65–84.
- Herrera Ch, Custodio E (2002) Old marine water in Fuerteventura island deep formations. Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting, Delft, The Netherlands, May 2002, pp 481–488.
- Herzberg A (1901) Die wasserversorgung einiger Nordseebäder [The water supply in a North Sea site]. *J Gasbeleucht Wasserversorg* 44: 815–819; 45: 842–844.
- Iribar V, Carrera J, Custodio E, Medina A (1997) Inverse modelling of seawater intrusion in the Llobregat delta deep aquifer. *J. Hydrol.* 198: 226–244.
- La Vaissiere R de, Lalbat F, Blaroux B (2007) Hydrological consequences of the Messinian salinity crisis in the Rhone river basin, France. In: Cherry L, de Marsily G (eds) *Aquifer systems management: Darcy's legacy in a world of impending water shortage*. IAR selected papers 10, Taylor and Francis, London, pp 291–302.
- López–Geta JA, Gómez JdD, de la Orden JA, Ramos G, Rodríguez L (2008) Tecnología de la intrusión marina de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos [Technology of marine intrusion in coastal aquifers: Mediterranean countries]. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2 vols: 805 pp; 330 pp.
- Manzano M, Custodio E (1995) Origen de las aguas salobres en sistemas acuíferos deltaicos: aplicación de la teoría de la cromatografía iónica al acuitardo del delta del Llobregat (Origin of brackish waters in deltaic aquifers systems: application of ion chromatography theory to the Llobregat delta aquitard). *Hidrogeol. Recur. Hidraul.* XX: 179–204.
- Manzano M, Pelaez MD, Serra J (1986) Sedimentos prodeltaicos en el delta emergido del Llobregat [Prodeltaic sediments in the emerged Llobregat delta]. *Acta Geol. Hisp.* 21–22(1986–1987): 205–211.
- Niñerola JM, Queralt E, Custodio E (2009) Llobregat delta aquifer. In: Quevauviller P, Fouillac A–M, Grath J, Ward R (eds) *Case studies for groundwater assessment and monitoring in the light of EU legislation*. Wiley, Chichester, pp 289–301.
- Post V (2004) Groundwater salinization processes in the coastal area of the Netherlands due to transgressions during the Holocene. PhD Thesis, Vrije Universiteit, The Netherlands, 138 pp.
- Sanz E, Custodio E, Carrera J, Ayora C, Barón A, González C (2002) Modelling coastal salty springs: first approach in carbonate media (S'Almadrava, Mallorca, Spain). Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting. Delft, May 2002, pp 195–203.
- Tulipano L (2005) Groundwater management of coastal karstic aquifers. European Cooperation in the Field of Technical Research: Environment, EUR21366EN (Cost Action 621), EC, Brussels, 363 pp.
- Vandenbohede A, Van Houtte E, Lebbe L (2009) Sustainable groundwater extraction in coastal areas: a Belgian example. *Env. Geol.* 57: 735–747.
- Vázquez–Suñé E, Abarca E, Carrera J, Capino B, Gámez D, Pool M, Simó T, Batlle F, Niñerola JM, Ibáñez x (2006) Groundwater modelling as a tool for the European Water Framework Directive (WFD) application: the Llobregat case. *Phys. Chem. Earth* 31(17): 1015–1029.

Optimisation de l'exploitation des aquifères insulaires – exemple de l'île de la Grande-Entrée (Québec, Canada)

O.Banton ^(1,2), J.C.Comte ^(2,3), D.Richard ⁽⁴⁾, R. Mc Cormack ⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Laboratoire d'Hydrogéologie – UMR EMMAH, Université d'Avignon ; ⁽²⁾ HYDRIAD ;

⁽³⁾ Queen's University Belfast; ⁽⁴⁾ Agéos – Québec; ⁽⁵⁾ Envir'Eau Puits – Québec

olivier.banton@univ-avignon.fr

L'archipel des Îles-de-la-Madeleine appartient à la province géologique canadienne des Appalaches et, plus spécifiquement, au bassin Carbonifère des Maritimes. Le socle rocheux constituant l'île de La Grande-Entrée est formé des grès quartzitiques du Permien inférieur. Les produits d'altération de la roche et des sédiments d'origine glaciaire (essentiellement du sable avec un peu de gravier) recouvrent localement les grès et comblent principalement une paléo-vallée (d'une profondeur pouvant dépasser 70 m) occupant l'axe médian de l'île. Les grès quartzitiques constituent un excellent aquifère et la seule ressource en eau en l'absence de tout cours d'eau. L'exploitation de cette ressource est cependant contrainte par la proximité de la masse d'eau salée. La nappe libre est alimentée par une recharge évaluée à 230 mm/an permettant de maintenir une piézométrie de quelques mètres au centre de l'île. Les rabattements induits par les puits influencent cependant de façon importante la piézométrie et conditionnent la position de l'interface eau douce/eau salée. Les travaux réalisés par le groupement de spécialistes Madelin'Eau mandaté par la Municipalité des Îles-de-la-Madeleine ont consisté en une intense caractérisation géophysique de la géologie et du biseau salé, et une modélisation des écoulements souterrains visant l'optimisation de l'exploitation de la ressource assurant le maintien de l'équilibre de l'interface eau douce/eau salée.

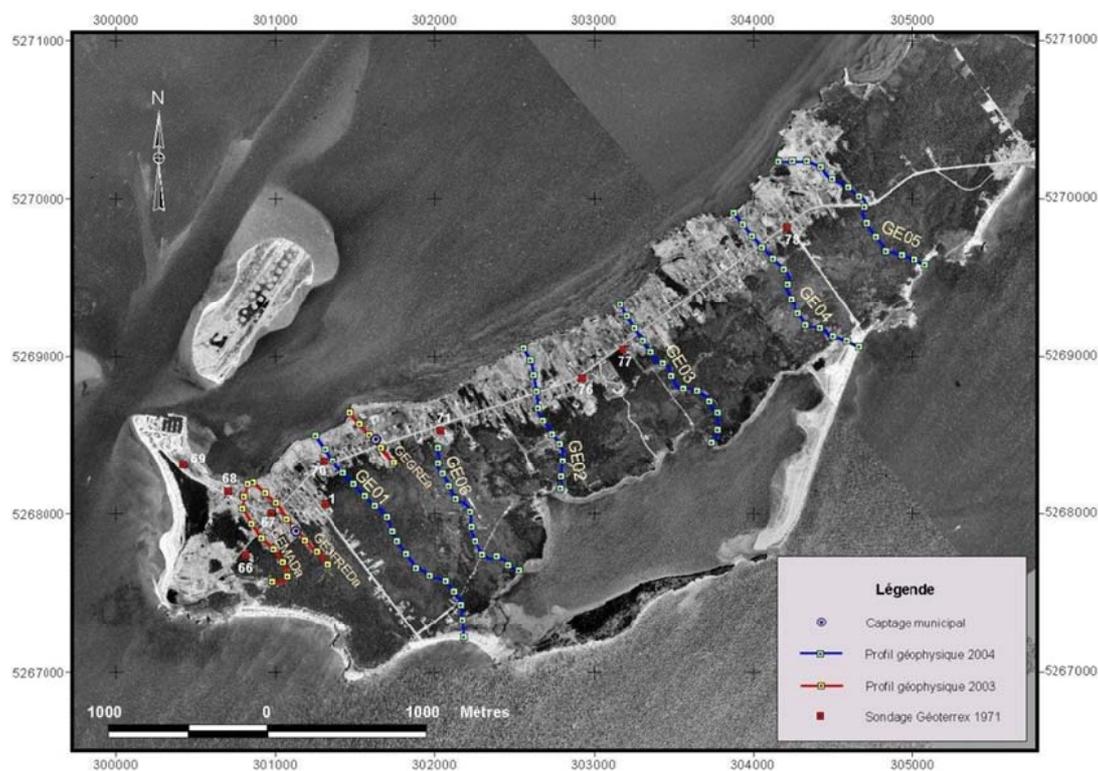


Figure 1 – Île de la Grande Entrée (Îles-de-La-Madeleine, Québec, Canada) avec localisation des investigations géophysiques réalisées

I- CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

L'île de la Grande-Entrée (Figure 1) est d'une longueur d'environ 6 km, avec une largeur n'excédant pas 1,5 km. La crête topographique, orientée dans l'axe d'élongation culmine à 43 m. Aucun cours d'eau pérenne n'est présent. L'habitat prend essentiellement place sur le flanc nord-ouest de l'île et, à ce jour, se trouve principalement alimenté par des puits privés [1-2]. Le contexte hydrogéologique est conditionné par la vallée de sable qui couvre le centre de l'île, d'ouest en est, et les grès rouges éoliens distribués de part et d'autre de la paléo-vallée de sable [1]. Cette dernière se caractérise par de très faibles transmissivités ($< 10^{-5}$ m²/s) alors que la transmissivité moyenne des grès est de l'ordre de 10^{-3} m²/s mais avec une grande variabilité [1]. La nappe est libre avec un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de $0.5 \cdot 10^{-3}$ à $6 \cdot 10^{-3}$. La piézométrie atteint au centre de l'île 3 m, avec des gradients de 0,001 à 0,009. Selon la relation de Ghyben-Herzberg, la position de l'interface eau douce/eau salée dépasserait 100 m au centre de l'île. Le faciès des eaux souterraines est de type bicarbonaté-chloruré-sulfaté à chloruré-sulfaté-bicarbonaté avec une teneur en solides totaux dissous variant de 192 mg/L à 1012 mg/L et des conductivités électriques variant de 216 μ S/cm à 1210 μ S/cm.

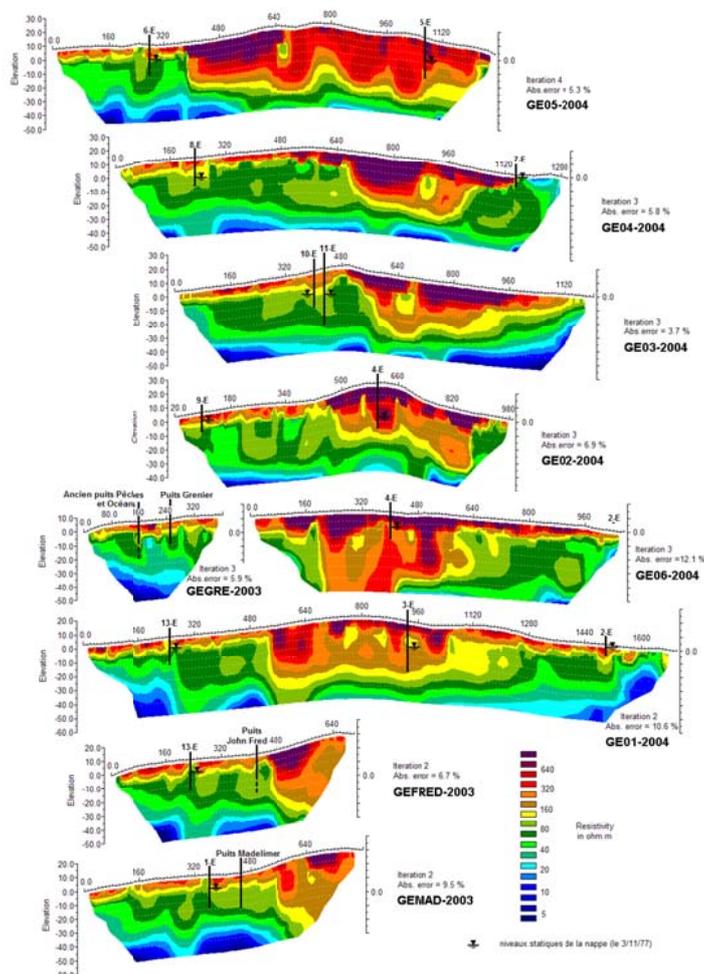


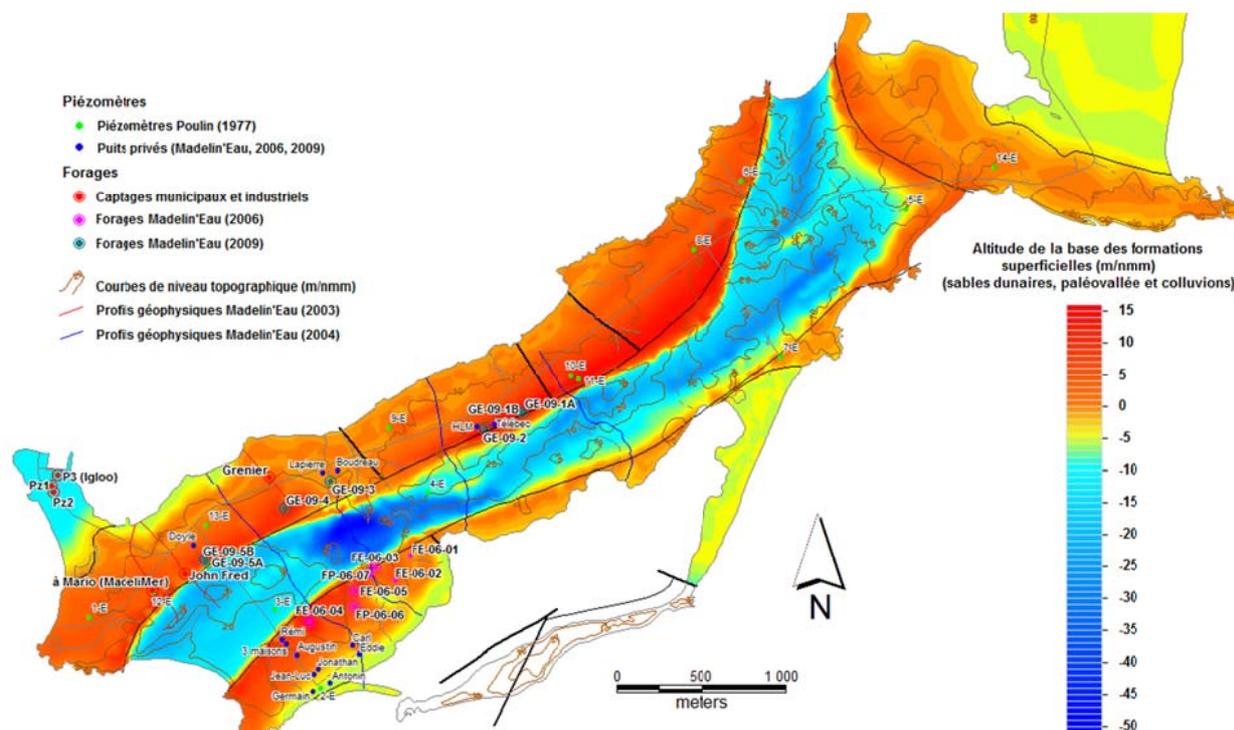
Figure 2 – Profils géophysiques ERT obtenus sur l'île de la Grande Entrée

Diverses investigations géophysiques ont été réalisées au travers de l'île (Figure 1) afin de préciser le contexte géologique et d'identifier si possible l'interface eau douce / eau salée [1-2]. Toutes les sections géophysiques sont approximativement orientées NO-SE afin de recouper la paléo-vallée centrale. Les profils géophysiques obtenus sont présentés à la Figure 2. La géophysique met clairement en évidence les caractéristiques hydrogéologiques, structurales et environnementales. La morphologie de la paléo-vallée est précisément décrite du fait des contrastes élevés entre les résistivités des grès et des sables. Les grès montrent une forte hétérogénéité spatiale des caractéristiques électriques traduisant une importante

hétérogénéité du réservoir. La nappe présente un fort gradient de salinité en profondeur, avec une interface située entre 25 et 55 m de profondeur. Les dômes observés au droit des principaux puits traduisent la remontée du front salin. La contamination de la ressource par les sels déglaçants ressort également bien au droit de la route.

II- MODELISATION

Une modélisation des écoulements souterrains a été réalisée à l'aide de la suite logicielle Visual MODFLOW (ver. 2009.1 Pro) en utilisant les modèles MODFLOW et SEAWAT. SEAWAT est un modèle en différences finies, couplant lui-même le modèle d'écoulement MODFLOW et le modèle de transport MT3D, et permet la simulation des écoulements densitaires en milieu poreux, en particulier l'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée dans les aquifères côtiers. Le territoire simulé, jusqu'à une profondeur de 200 m de manière à prendre en compte un domaine vertical suffisamment épais pour ne pas influencer l'évolution du biseau salé par la position de la limite inférieure du domaine, a été discrétisé en mailles de 40 m x 40 m, avec 10 couches d'épaisseurs moyennes de l'ordre de 20 m (min = 5 m ; max = 40 m). La structure géologique de l'île a été prise en compte conformément aux données géologiques et géophysiques. La Figure 3 illustre la morphologie des formations superficielles recouvrant le substratum gréseux.



Différentes zones de perméabilité ont été considérées tenant compte de la structure géologique (paléovallée et failles) et des valeurs obtenues des pompages d'essai. La piézométrie simulée avant exploitation est présentée à la Figure 4. La géométrie simulée du biseau salé avant exploitation a été validée grâce à la position de l'interface eau douce / eau salée obtenue par les profils géophysiques [3-4].

III- OPTIMISATION

Tenant compte de la géologie, de la piézométrie et de l'occupation du territoire, des forages ont été implantés afin de constituer un réseau AEP municipal. Suite à la foration et au test des ouvrages et à la

modélisation régionale du biseau salé, les débits de prélèvement ont fait l'objet d'une optimisation permettant de maintenir l'interface eau douce / eau salée à une profondeur sécuritaire (Figures 5 et 6).

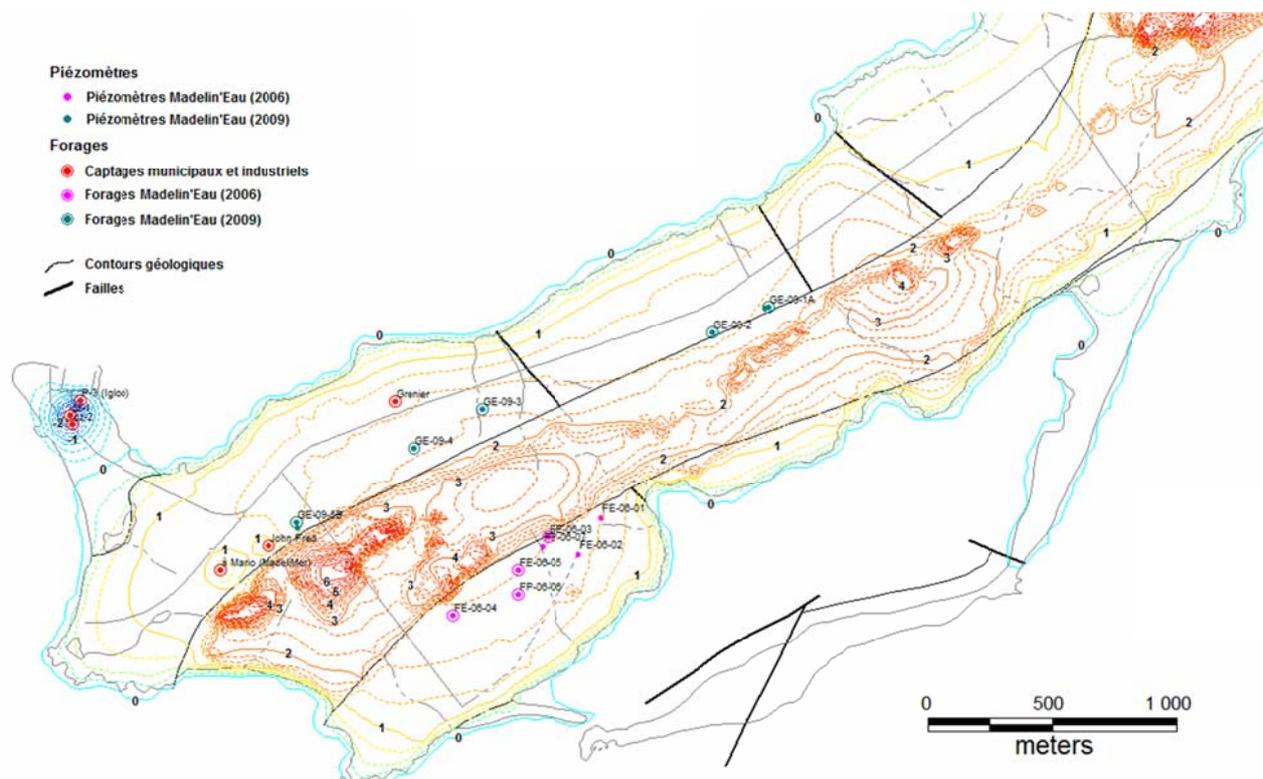


Figure 4 – Piézométrie simulée pour la situation hydrogéologique actuelle (avant exploitation)

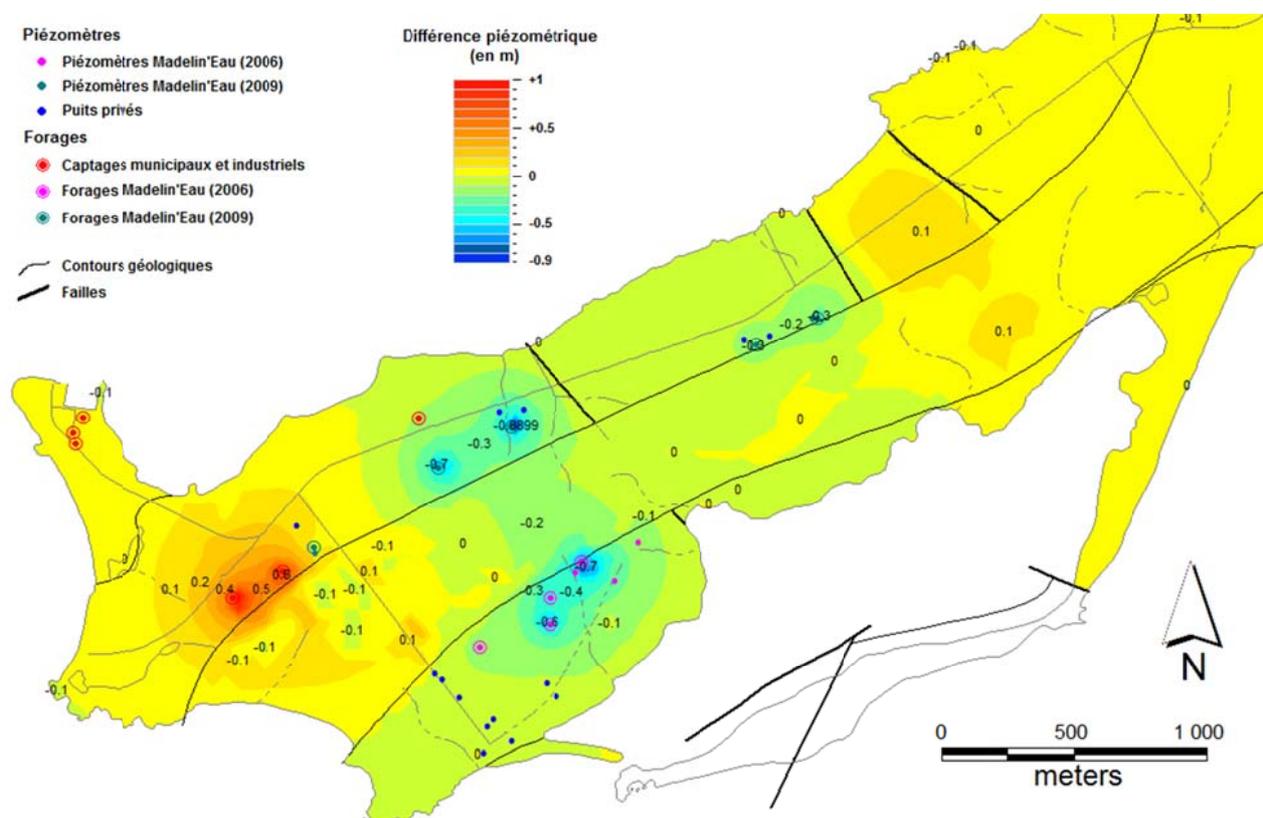


Figure 5 – Impact piézométrique simulé pour le scénario d'exploitation optimal

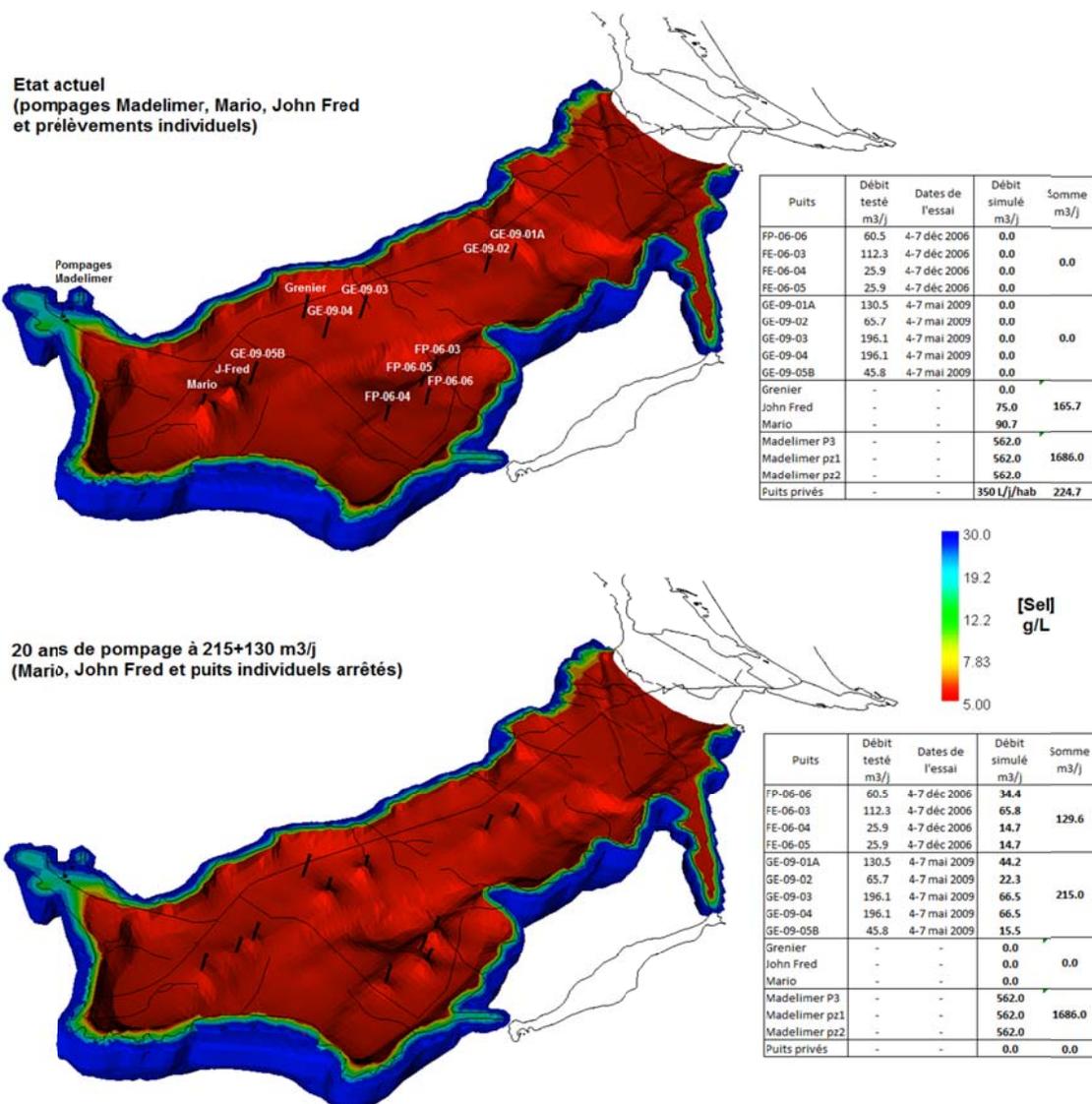


Figure 6 – Morphologie 3D de la zone de transition eau douce / eau salée pour la situation actuelle et le scénario d'exploitation optimal

IV- DISCUSSION-CONCLUSION

L'exploitation durable des eaux souterraines côtières nécessite de se préoccuper du maintien du fragile équilibre existant entre les eaux douces côtières et les eaux salées marines. Cet équilibre ne peut être conservé qu'à l'aide d'une optimisation des débits de prélèvement des eaux douces permettant de contrôler les éventuelles intrusions et remontées salines sous l'effet des pompages et du rabattement de la nappe. Cette optimisation nécessite de mettre en œuvre une modélisation des écoulements souterrains tenant compte de l'effet des variations de densité de l'eau. Cette modélisation implique non seulement le développement, le paramétrage et la validation d'un modèle simulant de façon fiable et représentative les écoulements des eaux souterraines, mais également la position de l'interface du biseau salé. Pour cela, la caractérisation géophysique par les méthodes électriques s'avère des plus pertinentes grâce aux contrastes de résistivité électrique existant entre la zone non saturée, la nappe d'eau douce et les eaux salées du biseau. Ainsi, l'exploitation durable des eaux souterraines côtières nécessite d'intégrer dans une même

approche la caractérisation géophysique du milieu géologique et hydrogéologique et la modélisation des écoulements densitaires. Tel que le montrent les résultats de cette étude, les débits de prélèvement ainsi optimisés sont considérablement plus faibles que le potentiel de la ressource représenté par la transmissivité du milieu et par la réserve d'eau douce présente. Comme dans tout milieu aquifère, l'exploitation durable de la ressource ne doit représenter qu'une part de son renouvellement naturel. Mais contrairement aux autres types d'aquifères, il n'est pas possible de mettre en œuvre une gestion 'active' de ces ressources côtières qui autoriserait une exploitation plus intense durant les périodes de demande à la faveur de la reconstitution de ces ressources durant le reste de l'année. Les contraintes d'exploitation des aquifères côtiers sont en effet exacerbées par le fragile équilibre hydrodynamique entre les eaux douces et les eaux salées. Ainsi, tout rabattement piézométrique avoisinant le niveau moyen des mers est susceptible de déséquilibrer de façon durable l'interface et d'entraîner une contamination saline de l'aquifère dont la résilience durerait plusieurs années à des dizaines d'années. Également, la position des pompes et crépines revêt une importance capitale puisque, contrairement aux autres milieux aquifères, la position optimale des pompes et crépines se situerait ici à l'altitude du niveau moyen des mers.

Remerciements

Les auteurs remercient la Municipalité et les différents intervenants des Îles-de-La-Madeleine pour leur appui et leur participation à ces travaux.

Références bibliographiques

- [1] Madelin'Eau, 2004 – Île de La Grande-Entrée, Îles-de-la-Madeleine, Québec, Évaluation de la capacité support des ressources en eau souterraine pour fins d'alimentation en eau potable, Rapport Madelin'Eau 14/12/04.
- [2] Madelin'Eau, 2004 – Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine, Un défi de développement durable, Rapport final déc. 2004.
- [3] Comte J.C., Banton O., 2006 – Modelling of seawater intrusion in the Magdalen Islands, Québec, Canada, Proceedings 1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference, Cagliari-Chia Laguna, Italy.
- [4] Comte, J.C., Banton O., 2007 – Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers, Geophysical Research Letters, 34, L10402,

Rôle hydrogéologique des dykes volcaniques au sein de l'aquifère côtier des grès de Belfast (Irlande du Nord) et implications pour la gestion de la ressource

JC.Comte, U.Ofterdinger, C.Wilson, C.Burns

Queen's University Belfast, Northern Ireland

j.comte@qub.ac.uk

Les grès Permo-Triassiques de Sherwood constituent une ressource en eau majeure au Royaume-Uni, principalement exploitée pour fins industrielles et géothermiques. Dans la région de Belfast en Irlande du Nord, l'aquifère des grès de Sherwood forme un compartiment allongé NE-SW en contact avec l'océan au NE. Il offre des transmissivités de l'ordre de $150 \text{ m}^2/\text{j}$ et peut atteindre localement jusqu'à 300 m d'épaisseur. Sur l'essentiel de sa surface, la nappe des grès est captive sous une couverture de plusieurs dizaines de mètres de dépôt glaciaires et alluviaux peu perméables, ne devenant libre qu'à proximité de la côte. Les récentes campagnes aéromagnétiques régionales ont révélé un réseau complexe et hétérogène de filons volcaniques au sein des grès, correspondant aux zones d'alimentation des épanchements basaltiques Paléocènes du Plateau d'Antrim au Nord. La mise en évidence de ces réseaux de dykes confirme les diverses études hydrogéologiques antérieures, locales et régionales, faisant état d'un système hydrauliquement hétérogène et compartimenté, ce qui a fortement limité les approches régionales de gestion de la ressource.

Dans le but de mettre à jour les modèles hydrogéologiques existants, un site pilote a été instrumenté en zone côtière, où l'aquifère affleure, afin de quantifier le rôle hydrogéologique des dykes. Des investigations géophysiques magnétiques et électriques haute résolution ont permis de cartographier le réseau de dykes, de préciser leur géométrie ainsi que de mettre en évidence leur rôle de barrière relative vis-à-vis de l'intrusion marine. L'installation de piézomètres peu profonds dans différents compartiments des grès ont permis de suivre l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie et de la conductivité électrique confirmant un régime hydrogéologique différent d'un compartiment à l'autre. Enfin, l'analyse de la propagation des signaux de marée a mis en évidence le rôle d'atténuation hydrodynamique joué par les dykes, caractéristique de matériaux à faible perméabilité. L'intégration des données acquises dans un modèle mathématique local permet de quantifier les propriétés des dykes en termes hydrodynamiques (écoulement) et hydrodispersifs (transport du sel). Sur la base des cartes aéromagnétiques, ces résultats seront appliqués au modèle hydrogéologique régional afin de préciser l'impact des réseaux de dyke sur (1) la structure régionale des écoulements au sein des grès, (2) la distribution des potentiels aquifères, (3) la vulnérabilité à l'intrusion marine et aux contaminations.

I. PROBLEMATIQUE, CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE

Les grès Permo-triassiques de Sherwood constituent un important système aquifère en Europe du Nord et la principale ressource en eau souterraine du centre et nord de l'Angleterre et d'Irlande du Nord [1]. L'agglomération de Belfast est située à l'aplomb direct de l'aquifère des grès Permo-triassiques (Figure 1), utilisé depuis des siècles pour l'alimentation en eau des agriculteurs de la région [2]. Plus récemment, vers la fin du siècle dernier, cette ressource a suscité un intérêt croissant pour l'alimentation en eau potable, pour l'utilisation industrielle [3], ainsi que pour la géothermie [4].

Offrant dans la région de Belfast des transmissivités de l'ordre de $200 \text{ m}^2/\text{j}$, couvrant une surface d'environ 150 km^2 allongée sur la vallée d'orientation NE-SW de la rivière Lagan, et pouvant atteindre localement jusqu'à 300 m d'épaisseur, cet aquifère constitue donc en Irlande du Nord une ressource régionale stratégique [5]. Sur l'essentiel de sa surface, la nappe des grès est captive sous une couverture de plusieurs dizaines de mètres de dépôt glaciaires et alluviaux peu perméables, ne devenant libre qu'à proximité de la côte.

Malgré la rareté d'affleurements, les écoulements souterrains au sein des grès sont depuis longtemps suspectés d'être affectés par l'existence de filons doléritiques [6] correspondant aux zones d'alimentation des épanchements volcaniques d'âge Paléocène du Plateau d'Antrim, affleurant plus au Nord. Les diverses études hydrogéologiques font état d'un système hydrauliquement hétérogène et compartimenté [2-7-8-9], dont la méconnaissance structurale en termes de géométrie et distribution des réseaux de dykes a jusqu'ici fortement limité, ou largement simplifié, les approches régionales de gestion de la ressource. En outre, aucune étude connue n'a à ce jour étudié directement les propriétés, tant locales que régionales, des dykes au regard des écoulements souterrains et du transport des contaminants.

Très récemment, les campagnes aéromagnétiques régionales [10] ont permis la cartographie inédite et précise d'un réseau complexe et hétérogène de dykes au sein des grès (Figure 1). Ces données récentes ouvrent de nouvelles perspectives en termes de modélisation et de gestion de l'aquifère. Toutefois, l'intégration des réseaux de dykes dans les modèles nécessite la connaissance des propriétés des dykes vis-à-vis (1) des écoulements souterrains, (2) du transport des contaminants depuis la surface et (3) de l'intrusion marine.

Afin de quantifier ces propriétés à l'échelle locale dans le but de mettre à jour les modèles régionaux, un site pilote a été instrumenté en zone côtière (Figure 2, gauche), où affleurent l'aquifère des grès ainsi qu'un certain nombre de dykes (Figure 2, droite). L'approche adoptée consiste (1) à préciser localement les orientations et pendages des dykes ainsi que leur impact sur la distribution de l'eau salée au sein des grès, grâce à la mise en œuvre d'investigations géophysiques magnétiques et de résistivité, (2) à déterminer les paramètres hydrodynamiques des grès et étudier finement l'impact des dykes sur la propagation des signaux de marées grâce à l'installation optimisée d'un réseau de piézomètres de faible profondeur et (3) à intégrer ces résultats dans un modèle mathématique d'écoulement et de transport afin de tester les principales hypothèses sur les propriétés des dykes à l'échelle du site d'étude.

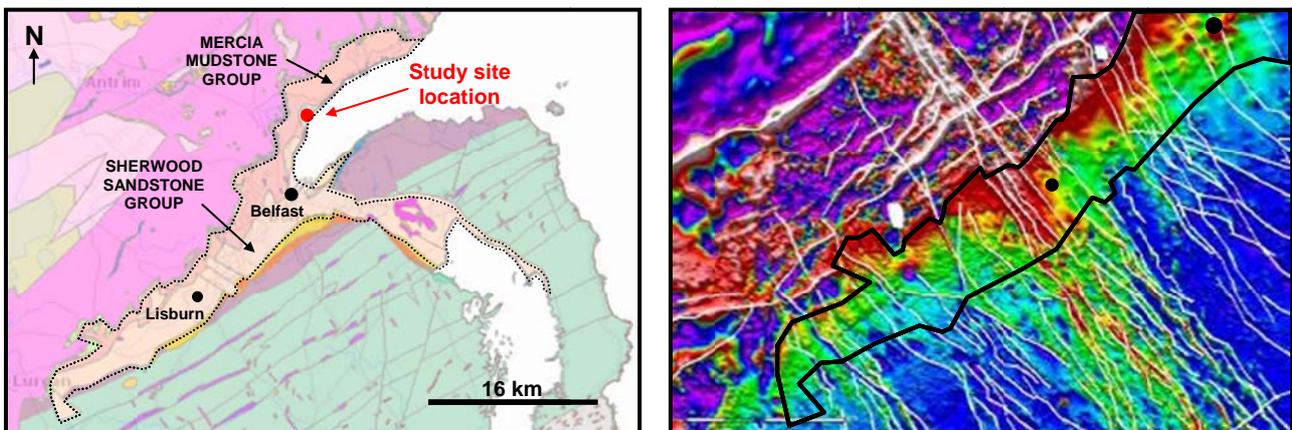


Figure 1 – Cadre géologique régional (gauche) et une interprétation de la carte aéromagnétique [10] montrant les principaux réseaux filoniens (droite)

II. INVESTIGATIONS GEOPHYSIQUES

Deux types d'investigations géophysiques ont été mis en œuvre. Dans un premier temps, la cartographie de l'intensité du champ géomagnétique en surface a été réalisée sur le site (Figure 2) à l'aide d'un magnétomètre à protons (GeoMetrics G-816). Du fait des susceptibilités magnétiques élevées des dykes par rapport à l'encaissant gréseux (mesurées à 9.0 et 0.2 SI, respectivement), la présence des dykes se matérialise en surface par des valeurs de champs géomagnétiques relativement élevées en comparaison de l'encaissant (environ 49800 nT par rapport à 48500 nT), permettant de cartographier avec précision la partie la plus superficielle des dykes. Connaissant les paramètres géomagnétiques régionaux (intensité, déclinaison et inclinaison du champ magnétique terrestre), une modélisation magnétique 3D directe a également été réalisée grâce au code MAG3D [11] pour chacun des dykes observés et ce, afin d'évaluer leur pendage et extension. Les résultats de la modélisation ont montré que tous les dykes étudiés ont un

enracinement profond, sont affectés d'un pendage très élevé à sub-vertical, et sont épais de 1 à 2 m en moyenne.

Dans un deuxième temps des profils 2D de tomographie de résistivité électrique (ERT) ont été réalisés à l'aide d'un Syscal Pro 72 (IRIS Instruments) dans le but de mettre en évidence la distribution de l'eau salée au sein de l'aquifère ainsi que le possible impact des dykes sur leur distribution. Les profils ont été réalisés perpendiculairement au trait de côte, partant de la ligne des basses marées et remontant à une centaine de mètres au dessus de la ligne des hautes marées, couvrant ainsi la zone intertidale. L'acquisition des mesures de résistivités apparentes réalisées en dispositifs dipole-dipole et gradient ont été inversées avec le modèle RES2DINV (Geotomo Software). Les sections de résistivité obtenues (Figure 2) ne permettent pas d'observer directement les dykes du fait d'un espacement inter-électrode trop large (min. 1m) en comparaison de l'épaisseur des dykes (1-2m). Toutefois les eaux salées et saumâtres, matérialisées par des résistivités électriques faibles (<50 ohm.m) sont bien identifiées et caractérisées par une distribution complexe. Connaissant la position exacte des dykes volcaniques (d'après les données magnétiques), il est mis en évidence un effet de barrière relative vis-à-vis de l'intrusion saline. Dans les 15 premiers mètres de profondeur en effet, l'aquifère apparaît saturé d'eau douce (environ 50 ohm.m) en amont hydraulique des dykes mais au contraire largement salinisé en aval. Dans les 2-3 premiers mètres de profondeur, des structures d'échappement d'eau douce, et réciproquement d'entrée d'eau salée par densité, sont observables. Cette zone est caractéristique de l'épaisseur de recirculation de l'eau de mer due aux marées [12] et apparaît clairement affectée par la présence des dykes. Au delà de 15 m de profondeur, les résistivités augmentent à nouveau traduisant une baisse de salinité, possiblement dues à la filtration d'eau douce à travers les dykes, puis diminuent encore au delà de 25 m de profondeur pour montrer un franc biseau salé subhorizontal apparemment non affecté par la présence des dykes.

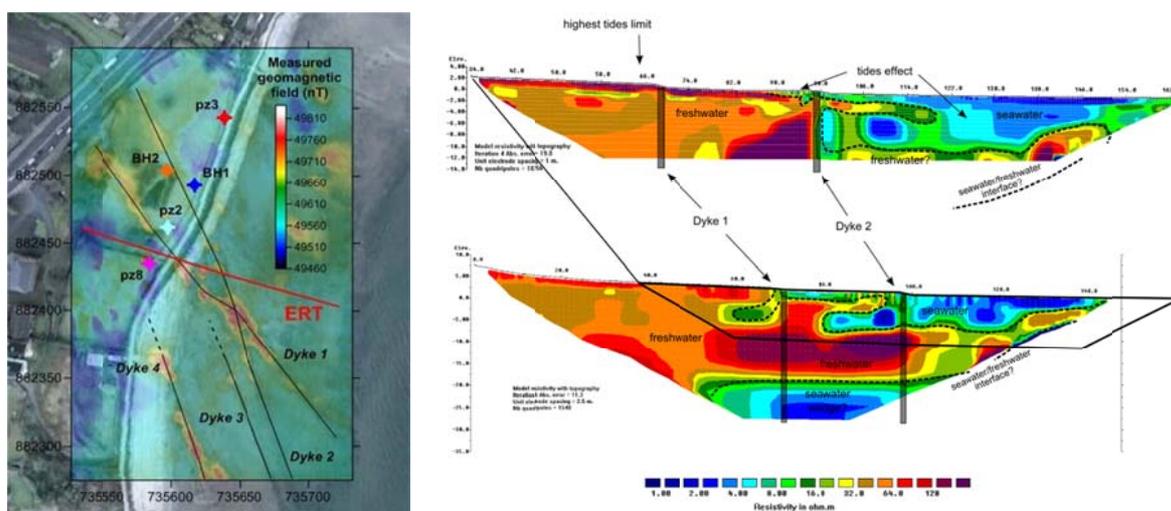


Figure 2 – Localisation du site d'étude avec implantation des piézomètres, cartographie magnétique de surface, position des dykes et des profils ERT (gauche) ; Inversion et interprétation hydrogéologique des profils de résistivités à deux différents espacements d'électrodes (droite)

III. ETUDE DE LA PROPAGATION DES MAREES

Sur la base de la cartographie magnétique, un réseau piézométrique a été installé en amont de la plage et optimisé spatialement pour recouper des compartiments distincts de grès (Figure 2) et ainsi étudier finement la propagation des signaux de marées au sein de l'aquifère. Les piézomètres pénètrent sur 2 à 4 mètres de profondeur les grès et ont été équipés de sondes d'enregistrement automatique de pression, température et conductivité. Un cycle de hauteur de marées a également été localement mesuré au GPS différentiel afin de recalibrer le modèle régional de marées au site d'étude. L'enregistrement local des fluctuations de la nappe dans les différents piézomètres, les hauteurs de marées calées ainsi que la pluviométrie sont comparées sur la Figure 3. Il apparaît clairement une très forte variabilité dans la réponse

des différents compartiments aquifères au signal marin. Le compartiment aquifère n'étant pas séparé de la zone tidale par des dykes montre une réponse très nette à la marée avec une très faible atténuation (piézomètres BH1 et pz3). Les compartiments étant isolés de la zone tidale par des dykes (pz2) montrent l'absence des cycles de marées semi-diurnes, mais répondent aux cycles de vives/mortes eaux. Dans les compartiments n'étant que partiellement isolés de la zone tidale (pz8), les marées semi-diurnes sont visibles mais fortement atténuées. Tous les ouvrages répondent à la recharge de l'aquifère par la pluie. Les essais de pompage et slug tests également réalisés sur chaque ouvrage confirment l'homogénéité des propriétés hydrodynamiques des grès à l'échelle du site (conductivités hydrauliques K de l'ordre de 0.05 m/j et porosité efficace S_y de l'ordre de 2%).

L'analyse quantitative de l'atténuation du signal de marée au sein des grès a été réalisée grâce à l'application de la méthode de l'efficacité et du décalage du signal de marée de Jacob [13]. L'efficacité de la marée, TE (*tidal efficiency*) est définie comme le rapport entre l'amplitude du signal de marée observé en un point de l'aquifère et l'amplitude du signal d'entrée (la marée). Le décalage du signal de marée t_{lag} (*time lag*) est défini comme le décalage temporel entre le signal de marée et son effet au sein de l'aquifère. Il peut être démontré en particulier, dans un milieu aquifère homogène et uniforme (K , S_y et par conséquent la diffusivité D constants), la relation linéaire suivante entre $\ln TE$ et t_{lag} : $-\ln TE = a \cdot t_{lag}$ avec $a = 2\pi/t_0$; où t_0 représente la période de marée (12h25min localement). Cette relation est indépendante à la fois des valeurs de propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et de la distance du point d'observation au rivage. Sur un graphique $-\ln TE = f(t_{lag})$, tous les piézomètres, dans un aquifère homogène et uniforme s'alignent sur droite de pente $2\pi/t_0$ passant par le point (0,0). Sur le site d'étude (Figure 3), les ouvrages BH1 et pz3, implantés dans le compartiment en connexion avec la mer s'alignent bien sur le modèle. Au contraire, les ouvrages situés dans les compartiments presque totalement (pz2) ou partiellement (pz8) isolés de la mer par la présence de dyke s'écartent d'autant plus du modèle que leur connexion au littoral est gênée par la présence de dykes, confirmant clairement leur rôle d'atténuation (filtrage) hydrodynamique.

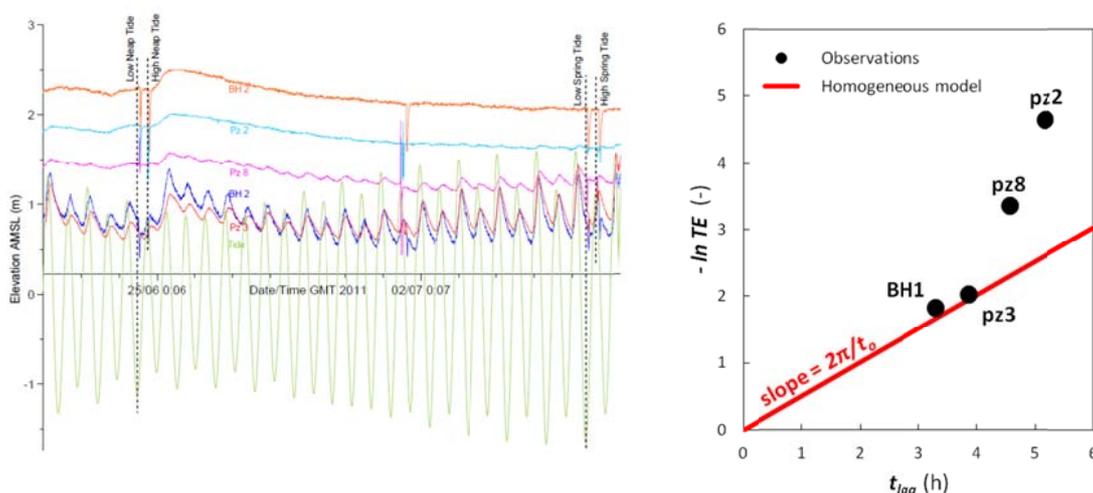


Figure 3 – Comparaison entre les fluctuations de nappe dans différents compartiments et le signal marin d'entrée (gauche) et analyse de l'effet du compartimentage par les dykes sur la propagation du signal de marée dans les différents piézomètres (droite)

IV. MODELISATION PRELIMINAIRE

Un modèle hydrogéologique densitaire 2D vertical, utilisant le code FEFLOW (DHI-WASY), a été appliqué le long d'une section coïncidant au profil de résistivité, afin de tester les deux principales hypothèses sur les propriétés hydrodynamiques des dykes (voir travaux préliminaires [14]). La première hypothèse considère les dykes comme sans effet sur les écoulements souterrains (paramètres K et S identiques à ceux du grès) alors que la deuxième hypothèse considère les dykes comme relativement imperméables ($K_{dykes} = K_{grès} / 1000$). La conductivité hydraulique des grès est prise à 1 m/j et la porosité des grès et dykes à 10% (valeurs

typiques régionales [2]). La perméabilité des grès est par ailleurs largement reportée comme affectée d'une forte anisotropie horizontale ($K_h \gg K_v$) [3-8]. Une épaisseur aquifère de 100m a été considérée tel que reconnu en moyenne dans cette partie de l'aquifère [14]. La valeur de recharge annuelle moyenne est d'environ 400 mm/an dans les secteurs où les grès affleurent [14]. Enfin la fluctuation moyenne des marées mesurée dans le secteur est de 2.5 m d'amplitude.

Les résultats du modèle densitaire (Figure 4) montrent une distribution des salinités très différente selon les deux hypothèses testées. Dans le cas simulé où les dykes ont les mêmes propriétés hydrogéologiques que les grès, le biseau salé pénètre facilement au sein de l'aquifère, la zone de transition eau douce/salée se positionne à faible profondeur et affiche une pente très faible vers l'intérieur des terres. Sous la zone intertidale, l'aquifère est largement salé à saumâtre. Dans le cas d'un rôle de barrière relative joué par les dykes, le biseau pénètre moins profondément, et montre une pente plus élevée. Des niveaux d'eau douce à saumâtre peuvent se développer sous la zone intertidale, conformément aux observations géophysiques. Ces simulations préliminaires confirment une nouvelle fois la nature faiblement perméable des dykes. Il est par ailleurs intéressant de remarquer que la présence de dykes en amont hydraulique de la côte empêche quasi-totalement la diffusion du sel vers l'amont, et ce jusqu'à environ 40m de profondeur. Au delà de cette profondeur, le sel semble diffuser vers l'amont à travers les dykes. Cette observation permet de distinguer deux unités hydrogéologiques au sein desquelles l'impact des dykes sur les écoulement souterrains et le transport de soluté présente des différences notables : (1) l'aquifère superficiel où le transport est dominé par l'advection (contrôlé par la vitesse de pore) et où par conséquent les faibles perméabilités des dykes limitent fortement le transport du sel et (2) l'aquifère profond où le transport est dominé par la diffusion du sel permise par les faibles vitesses de pores. A cette profondeur, les faibles perméabilités des dykes ne jouent qu'un rôle limité et permettent sur le long terme au sel de diffuser au sein de la porosité, même faible, des dykes. Les travaux de modélisation 3D, tenant compte en particulier de la géométrie 3D des dykes et des compartiments de grès sont en cours, avec pour objectif une comparaison fine des résultats sur à la fois la distribution du sel obtenu de la géophysique et la propagation des fluctuations de marées mesurées sur les piézomètres.

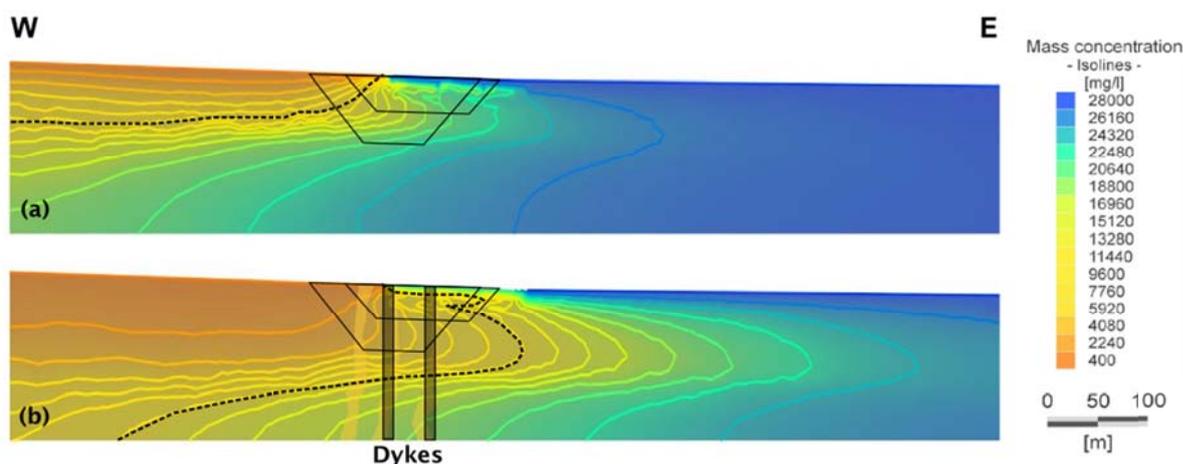


Figure 4 – Simulation 2D de l'intrusion marine dans les deux cas de (a) absence de dykes ou absence de rôle hydrogéologique des dykes et (b) rôle imperméable relatif des dykes (d'après les résultats préliminaires [14]). Les lignes pointillées représentent la courbe d'iso-salinité à 12 g/L correspondant approximativement à la courbe d'iso-résistivité 16 ohm.m présentée en figure 2 (d'après les mesures pétrophysiques locales), les polygones noirs représentent les fenêtres d'investigation des profils ERT. Exagération verticale x2.

V. CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS POUR LA GESTION REGIONALE

La relative imperméabilité des dykes au sein de l'aquifère gréseux a d'importantes conséquences sur à la fois la dynamique des écoulements et le transport des contaminants au sein de l'aquifère. Alors que la partie superficielle de l'aquifère présenterait un comportement compartimenté avec des écoulements préférentiels parallèles aux systèmes de dykes, il est probable que la diffusion des contaminants d'un compartiment à l'autre soit permise en profondeur par la porosité des dykes. Ceci implique une relative protection de la partie superficielle de l'aquifère vis-à-vis de l'intrusion marine. Au contraire l'aquifère reste vulnérable à l'intrusion marine en profondeur, toutefois sur de plus longues échelles de temps, plus faibles distances horizontales et à plus grande profondeur qu'en l'absence de dykes.

L'intégration de ces résultats dans les modèles hydrogéologiques régionaux est permise par la cartographie des principaux réseaux filoniens obtenue des récentes campagnes aéromagnétiques. La modélisation régionale implique toutefois un important changement d'échelle à partir des observations réalisées sur le site pilote. Les problèmes de modélisation posés par ce changement d'échelle sont actuellement à l'étude. Les modèles régionaux ainsi mis à jour permettront de réviser le présent modèle de gestion de l'aquifère des grès de Belfast dans un but de (1) améliorer sa protection vis-à-vis des contaminations naturelle ou anthropiques, conformément aux exigences de la Directive Cadre Européenne Eau, (2) gérer et optimiser les prélèvements de nappe pour limiter leur impact sur la pérennité de la ressource de même que leur risque de contamination (anthropique ou marine).

Remerciements :

Ce travail a bénéficié du support financier du Geological Survey of Northern Ireland (GSNI), des conseils de P. McConvey (McLorinan Consulting Ltd.), du modèle de marées et données de pluviométrie du Dept. of Geography, Archeology and Palaeoecology à QUB, du support technique des étudiants du MSc Environmental Engineering à QUB ainsi que l'autorisation d'accès au site par Mr Kerr.

Références bibliographiques :

- [1] Allen D. J., Brewerton L.J., Coleby L.M., Gibbs B.R., Lewis M.A., Macdonald A.M., Wagstaff S.J., Williams A.T., 1997 – The physical properties of major aquifers in England and Wales, British Geol. Surv. Tech. Rep. WD/97/34, and Environ. Agency R&D Pub. 8, 312 p.
- [2] Bennett J.R.P., 1976 – The Lagan Valley: Hydrogeological study, Geol. Surv. Northern Ireland, Open file report No 57, Belfast, 105p.
- [3] McNeill G.W., Cronin A.A., Yang Y., Elliot T., Kalin R.M., 2000 – The Triassic Sherwood Sandstone Aquifer in Northern Ireland: Constraint of a groundwater flow model for resource management, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 182, 179-190.
- [4] Jones, A.G., Muller M.R., Daly J.S., Allen A., Goodman R., Hunter-Williams N.H., Lee M., Reay D., 2011 – IRETherm: A new project to develop a strategic and holistic understanding of Ireland's geothermal energy potential, EGU Gen. Assembly 2011, Vienna.
- [5] Robins N.S., Misstear B.D.R., 2000 – Groundwater in the Celtic regions, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 182, 5-17.
- [6] Hartley J.J., 1935 – The underground water resources of Northern Ireland. *Inst. Civ. Eng. (N.I. Assn)*, 1-31.
- [7] Robins N.S., 1996 – *Hydrogeology of Northern Ireland*, British Geol. Surv., HMSO, London.
- [8] Kalin R.M., Roberts C., 1997 – Groundwater Resources in the Lagan Valley Sandstone Aquifer, Northern Ireland, *J. Chart. Inst. Water. Environ. Manag.*, 11, 133-139.
- [9] Cronin A.A., Barth J.A.C., Elliot T., Kalin R.M., 2005 – Recharge velocity and geochemical evolution for the Permo-Triassic Sherwood Sandstone, Northern Ireland, *J. Hydrology*, 315, 308-324.
- [10] Hartmann S., McConvey P., 2007 – Surface and groundwater quality: Meeting new standards, The Tellus Conference, Geoscience for decision making, October 17-18th, Belfast.
- [11] UBC-Geophysical Inversion Facility, 2006 – MAG3D: A program library for forward modelling and inversion of magnetic data over 3D structures, version 4.0, Univ. British Columbia, Vancouver.
- [12] Taniguchi M., Ishitobi T., Shimada J., 2006 – Dynamics of submarine groundwater discharge and freshwater-seawater interface, *J. Geophys. Res.*, 111, C01008.
- [13] Jacob C.E., 1950 – Flow of groundwater, In: Rouse H. (Eds.), *Engineering Hydraulics*, J. Wiley, New York, 321-386.
- [14] Burns C., Comte J.C., Gaffney L., Ofterdinger U., Young M., 2010 – Characterization of the effect of dyke swarms on groundwater flow in a sedimentary coastal aquifer by combined geophysical and hydrogeological modelling, Abstract H11E-0842, AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco.

Connaissance des aquifères littoraux en Guyane

Matthieu Baisset, Manuel Parizot, Thierry Pointet

BRGM Guyane

m.baisset@brgm.fr

La Guyane française, outre son extraordinaire biodiversité, tant animale que végétale, et son singulier carnaval, est également forte d'un riche patrimoine géologique. Composée à 85% de roches de socle datant du Protérozoïque, elle garde uniquement, le long de son littoral, une mince frange de 10 km de large formée de sédiments quaternaires. Ces dépôts à dominante argileuse sont encore bien méconnus, et la caractérisation, tant qualitative que quantitative, des aquifères qu'ils pourraient contenir échappe à la stratégie de surveillance et de contrôle de la DCE. Afin de diversifier la ressource en eau potable, dont l'approvisionnement est totalement assuré par les eaux de surface, il est tout à fait nécessaire d'étayer la connaissance de cette ressource souterraine d'autant plus stratégique que cette partie du territoire connaît actuellement un développement démographique majeur.

Dans les années quatre-vingt-dix, des travaux de recherche du BRGM en hydrogéologie ont conduit à une description de la structuration de la frange littorale guyanaise en forme de « touches de piano » (Pointet, 1995). Ce constat a permis, en 2009, de jeter les bases d'une méthodologie de prospection hydrogéologique sur le littoral Guyanais (Declercq, 2009). Cette dernière a été mise à jour, au cours de cette étude, afin de proposer une nouvelle approche de recherche basée à la fois sur l'observation de structures tectoniques et sur l'histoire sédimentologique de la frange littorale. Validée, in fine, par une prospection géophysique, puis des forages d'exploration, elle permettra de caractériser les étendues aquifères de la bande côtière Guyanaise, en vue d'apporter un soutien à l'approvisionnement en eau potable des communes de l'île de Cayenne et de Kourou.

I. Mise en place des dépôts quaternaires :

Cette démarche de prospection d'aquifères côtiers repose sur une étude conjointe de l'histoire géologique et tectonique de la région. Il s'agit de comprendre les mécanismes de mise en place des dépôts afin de repérer de potentielles formations sableuses significatives qui constitueraient les niveaux perméables convoités. Ces mécanismes dépendent de trois facteurs :

- les paléosurfaces étagées de Guyane ;
- la fluctuation du niveau marin ;
- la tectonique.

I. 1 Les paléosurfaces étagées de Guyane

L'ensemble du bouclier des Guyanes présente une altération latéritique, qui résulte de conditions tectoniques et climatiques favorables lors de l'Eocène et du Miocène. Les roches magmatiques constitutives du bed-rock se sont altérées chimiquement, d'abord sous une forme meuble (saprolite à dominante argileuse), puis sous forme indurée en cuirasses riches en fer et en aluminium. On dénombre trois phases successives de latérisation entrecoupées par des périodes d'érosion, ayant donné lieu à l'étagement des surfaces anciennes dans le paysage de la plaine littorale. Ainsi trois unités sont observables (figure 1) :

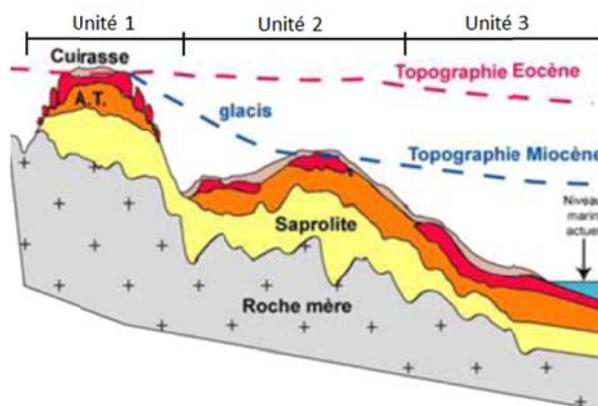


Figure 1 – Représentation schématique des paléosurfaces étagées (d'après Théveniaut et Freyssinet, 1999)

- « Unité 1 » dont les plateaux subhorizontaux se trouvent à 80 m d'altitude, datée de l'Eocène, la cuirasse y est très épaisse : 8 à 15 m d'épaisseur ;
- « Unité 2 » dont les plateaux subhorizontaux se trouvent entre 20 et 50 m d'altitude, datée du Miocène supérieur, la cuirasse y est moins développée : 5 à 8 m d'épaisseur ;
- « Unité 3 » dont les plateaux subhorizontaux se trouvent en dessous du niveau de la mer, datée du Miocène terminal, la cuirasse présente seulement 1,5 à 4 m d'épaisseur.

Il est possible de présenter une répartition schématique des paléosurfaces étagées (cf. figure 1) sur lesquelles se sont installés les dépôts sédimentaires quaternaires. La connaissance de leur répartition permet d'évaluer en première approximation l'épaisseur du couvert sédimentaire.

I. 2 La fluctuation du niveau marin

Si la bande côtière offre des dépôts allant du Tertiaire au Quaternaire au Suriname, seuls des dépôts quaternaires ont pu être reconnus en Guyane. Ces derniers résultent d'une alternance de transgressions et de régressions du niveau marin apportant respectivement des sédiments à dominante argileuse, suite à une submersion des plaines littorales par la mer, ou des sédiments fluviatiles plus grossiers de type continental, suite à une baisse considérable du niveau marin en période glaciaire. La fluctuation du niveau marin sur une période allant de -400 000 ans à aujourd'hui selon la variation climatique mondiale, est illustrée sur la figure 2.

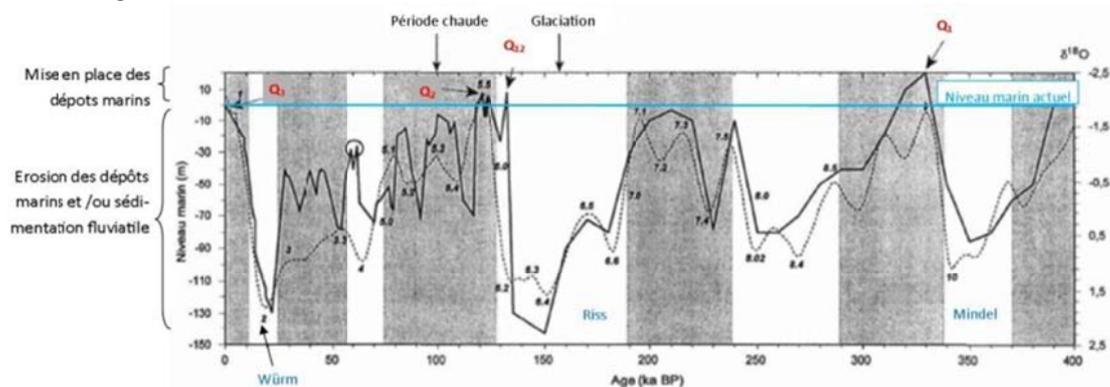


Figure 2 – Fluctuation de niveau marin sur la période -400 000 ans à actuellement (d'après Brinkman et Pons 1968, Torres 1993, Bard et al. 1996, Martison et al. 1987) Position des séries selon la chronostratigraphie de Brinkman et Pons sur la courbe des variations mondiales du niveau marin (trait plein) modifiée d'après Torres (1993) et complétée de 150 ka à 400 ka BP par une

courbe simplifiée reconstituée à partir des données $\delta^{18}O$ (foraminifères benthiques) diverses (Bard et al., 1996)

La Guyane connaît un système de sédimentation littorale vaseuse fortement influencé par les apports de matériaux en provenance de l'Amazonie. Les dépôts y sont fortement argileux, sous forme de bancs, au sein desquels peuvent périodiquement s'installer des sables de plage à la faveur de cycles d'érosion. Lorsque le niveau de la mer est suffisamment élevé, une sédimentation de type sables fins se met en place dans la zone subtidale, reprise par la suite par des dépôts argileux. Ainsi, la plaine littorale peut être comparée à un « mille-feuille sédimentaire », couches d'argile, couches de sable, installées de manière discontinue. À la faveur de bas niveaux marins, une sédimentation de type continental est également observable au niveau des cours d'eau qui selon leurs dynamismes érodent les formations marines en place et déposent des matériaux plus ou moins grossiers.

I. 3 La tectonique

Deux événements majeurs, l'orogénèse transamazonienne et l'ouverture de l'océan atlantique, ont affecté le socle des Guyanes. Ils y ont induit une intense fracturation à dominante normale, accompagnée de décrochements sénestres ductiles. Ces épisodes tectoniques se sont notamment traduits par la mise en place de dykes et de sills de dolérite. Si les moteurs de cette fracturation semblent de nos jours coupés, il n'en demeure pas moins que la frange littorale Guyanaise, pourtant en contexte de marge passive, demeure active. En effet, Palvadeau (1999) démontre que d'anciennes failles sont actuellement en train de rejouer sous l'effet de contraintes imposées par le poids des sédiments charriés sur le plateau continental par l'Amazonie. Ces derniers en déstabilisant le plateau provoquent des compensations isostatiques avec un bombement de la plaine côtière et une subsidence du plateau lui-même. Selon cet auteur, depuis 330 Ka BP, ce mécanisme de surrection est responsable d'un soulèvement de la plaine côtière de plus de 40m. De plus, en conséquence directe à ce modèle de flexure, une contrainte extensive aux extrémités du bombement se met en place. Elle est perpendiculaire à la marge, soit une direction d'extension N30°. Elle implique que des directions structurales anciennes (comprises entre N75° et N165°) puissent jouer en extension. Les bornes de cet intervalle correspondent aux directions de contraintes maximales. En effet, par analogie à un essai de traction, elles représentent les directions des plans de ruptures en domaine plastique. La présence de cette contrainte extensive n'a pu être observée en Guyane, de par la faible qualité des affleurements. Ce raisonnement est basé sur une analogie faite avec le nord-est du Brésil (Assumpção, 1992), où le même modèle géodynamique s'applique. Une contrainte extensive y est observée, déduite de la sismicité, aux extrémités du bombement. Le modèle dynamique suivant est ainsi dégagé (figure 3).

II. Localisation des niveaux aquifères

Afin d'anticiper la localisation des dépôts sableux, un schéma conceptuel de la répartition spatiale des formations sédimentaires rencontrées a été élaboré. Il s'appuie sur les points suivants :

- « **Le réceptacle des dépôts** » : Il s'agit de prédire la morphologie de la paléosurface du socle au moment de la mise en place des dépôts sédimentaires. Cette dernière est directement contrôlée par l'altération du socle et la tectonique.

Suite au modèle géodynamique énoncé en I.3, il s'avère que depuis la fin du Tertiaire des grabens se mettent en place. Ils constituent un lieu privilégié à l'écoulement des fleuves qui divaguent au sein d'un compartiment abaissé. Ces ensembles sont repérables par une étude linéaire réalisée sur photographie aérienne. Ils sont caractérisés par une importante couverture sédimentaire où l'influence continentale des dépôts est très marquée. Il est important de distinguer les vallées créées par l'érosion mécanique des cours d'eau, de celles qui se sont mises en

place à la faveur de jeux de failles (dans le cas présent leurs limites latérales sont rectilignes et un contact franc existe entre dépôt sédimentaire et roche de socle).

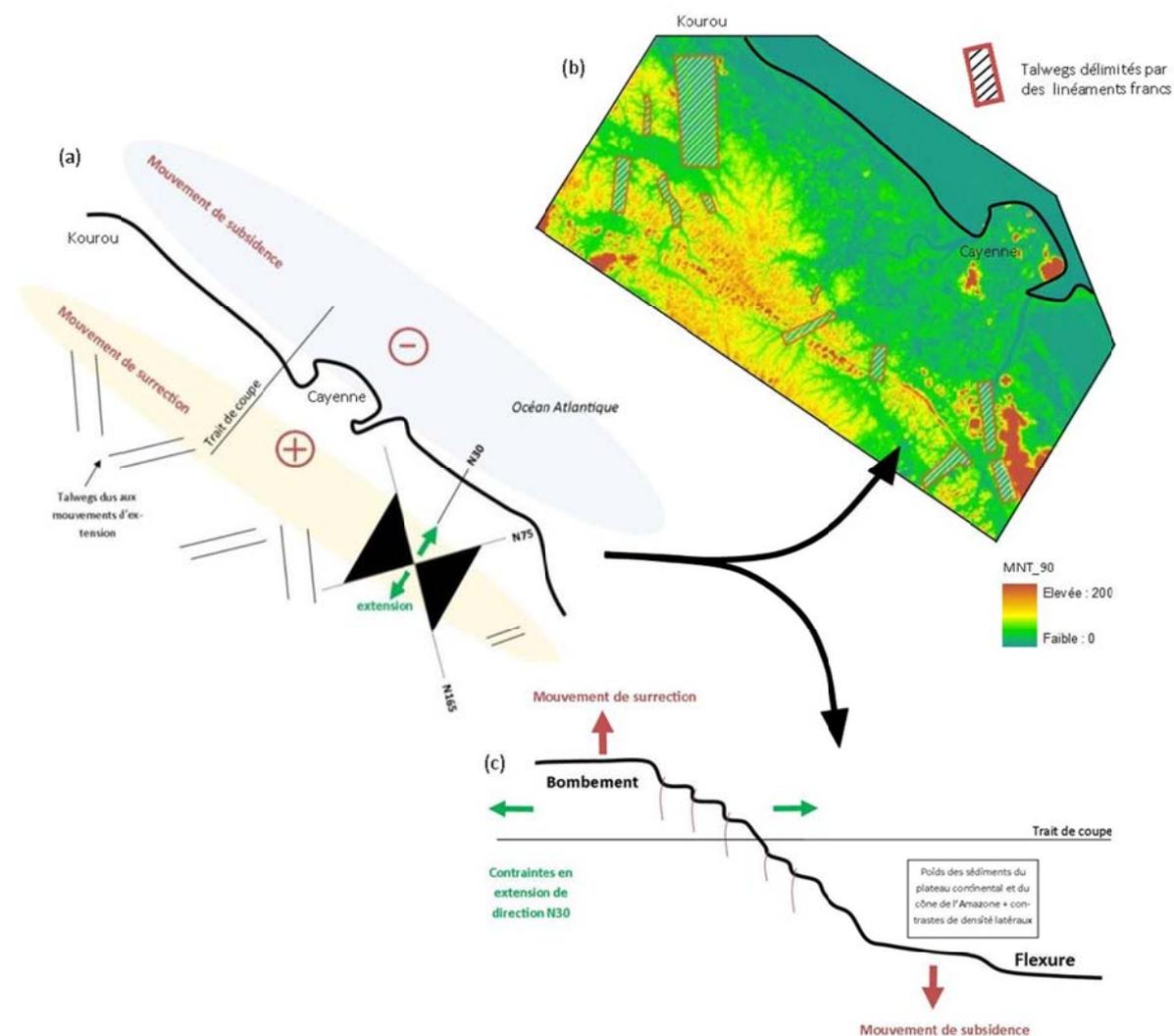


Figure 3 : (a) Modèle géodynamique de la bande côtière Cayenne-Kourou. (b) Illustration du modèle géodynamique à partir du MNT. (c) Vue en coupe du modèle géodynamique de la bande côtière Cayenne-Kourou.

Ce réceptacle est dynamique et se soulève avec des vitesses de surrection de 0,13mm/an (Palvadeau, 1999). Il est également hiérarchisé en différents étages de surfaces tabulaires.

- « **Le moteur de la sédimentation** » : il s'agit de la cote altimétrique du niveau marin. Cette dernière contrôle directement la nature des dépôts qui d'une dominante argileuse (apports de l'Amazonie) peuvent évoluer vers des dépôts sableux en contexte subtidal de plage, ou fluviale. **Ces dépôts sableux constituent la cible hydrogéologique convoitée.**

En couplant l'ensemble des informations développées, il est possible de délimiter trois zones au sein des dépôts sédimentaires du littoral Guyanais (figure 4) :

- « **Zone A** » : à proximité directe de la mer, marquée par des dépôts à dominante argileuse (bancs de vase en provenance de l'Amazonie) ;
- « **Zone B** » : espace intermédiaire argilo-sableux (matrice argileuse entrecoupée de cordons sableux) reposant sur un niveau de cuirasse d'unités 2 ou 3.
- « **Zone C** » : l'arrière-pays composé de dépôts fluviatiles, situé au-dessus du plus haut niveau marin historique, il contient des dépôts sableux à passage argileux. Ces derniers se trouvent au niveau du lit majeur des cours d'eau de forte puissance, au sein de compartiments abaissés, entre deux niveaux d'altération d'unité 2. Ils sont délimités latéralement par de francs linéaments.

Les cibles hydrogéologiques du littoral Guyanais, à savoir les niveaux sableux, sont localisées au niveau des zones B et C.

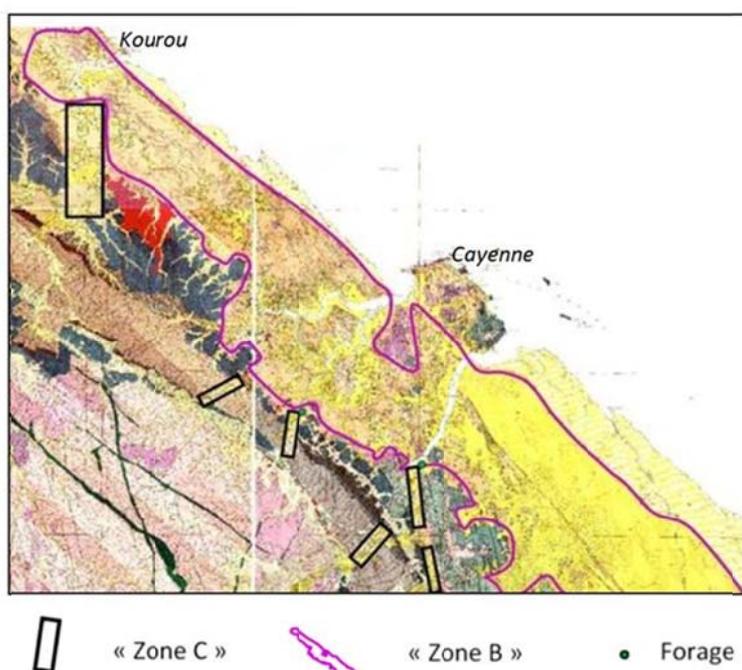


Figure 4 : Répartition spatiale des « zones B et C » au sein de la frange littorale Cayenne-Kourou.

II. 1 Potentiel aquifère de la « zone B »

De l'expérience acquise par le BRGM en matière de prospection hydrogéologique (Pointet, 2000; Gandolfi, 2001; Maréchal, 2005; Cautru, 1995), il s'avère que la zone B ne constitue pas une zone aquifère intéressante; du moins, il semble difficile d'y obtenir des débits d'exploitation supérieurs à $10 \text{ m}^3/\text{h}$: les corps sableux intercalés dans les argiles sont souvent avortés discontinus et isolés. Ces milieux poreux ne sont pas facilement exploitables, en raison de la forte quantité d'argile, et présentent une extension latérale limitée. Ils peuvent néanmoins répondre aux besoins de certains villages, ainsi qu'individuellement aux besoins des habitations dispersées.

II. 2 Potentiel aquifère des « zones C »

Ces zones n'ont encore jamais fait l'objet d'investigation hydrogéologique. Pourtant il y a fort à penser qu'elles pourraient constituer une ressource de choix pour subvenir aux besoins en eau potable des différentes communes du littoral. En effet, le modèle tectonique de la frange littorale démontre un compartimentage de la plaine côtière où des talwegs délimités par de francs linéaments constituent des zones abaissées dans lesquelles s'écoulent les fleuves de forte puissance. Ces linéaments ont une origine tectonique relativement ancienne (fin tertiaire). De ce fait, il y a 18 000 ans, lors de la dernière glaciation, les principaux fleuves de Guyane (La Comte, le Kourou, le Mahury...) s'écoulaient au sein de ces mêmes compartiments. A cette époque, le niveau de la mer se trouvait **130m sous le niveau actuel** et le trait de côte se situait 130km au large du rivage présent (Palvadeau, 1999). Le dynamisme de ces principaux fleuves était totalement différent. Dans un premier temps, ils ont érodé les formations sédimentaires en place au sein des compartiments, puis au fur et à mesure de la transgression actuelle (toujours active), des dépôts alluvionnaires se sont mis en place. Pendant de ce laps de temps, les cours d'eau se sont soulevés sur les sédiments qu'ils mettaient en place. Ces derniers ont évolué d'un faciès de sables grossiers et galets roulés, à un faciès de sables fins puis de silts et d'argiles.

Ainsi, au sein de compartiments abaissés, sous une couche d'argile affleurant, se trouvent des niveaux sableux potentiellement aquifères, de type captif, d'extension latérale limitée mais d'extension longitudinale plurikilométrique. Ces paléo-lits des fleuves majeurs actuels pourraient constituer d'énormes réservoirs d'eaux souterraines constamment alimentés par les cours d'eau ainsi que les écoulements de leurs bassins versants. Leur rôle transparaît à travers les débits d'étiages des grands cours d'eau, relativement importants, lors des rares périodes de sécheresse (ex. octobre 2009) dans les sous-bassins qui ne comportent pourtant pas de formation géologiques perméables en grand.

Une étude photo linéamentaire couplée au MNT et aux cartes géologiques et topographiques a permis de localiser six « zones C » au sein de la frange littorale Kourou-Cayenne (cf. figure 4). Ces unités délimitées latéralement par de francs linéaments constituent des lieux géométriques d'écoulement privilégié des fleuves tels que la Comté, l'Oyack, l'Orapu, le Kourou, la rivière des Cascades et la Tonnegrande. En étudiant la superficie des bassins versants de ces zones, la puissance des cours d'eau qui y coulent, la lithologie du bed-rock drainé, ainsi qu'en intégrant la distance aux agglomérations et leur accessibilité, il est possible d'évaluer la potentialité aquifère supposée. A titre d'exemple, l'étude de la zone « secteur fleuve Comté » est donnée en II.3. De plus, les coupes de deux forages - les seuls présents à proximité des « zones C » sélectionnées - situés en bordure nord de la zone « rivière des Cascades » et « Orapu » (figure 5), proposent des arguments en faveur de l'existence de la couche alluvionnaire sableuse récente surmontée de limons et de vase. La puissance du niveau sableux y varie de 7 à 10m.



Figure 5 : Mise en évidence de la couche sableuse alluvionnaire par forage au niveau de la zone « rivière des Cascades » (à gauche) et « Orapu » (à droite)

Seule une étude géophysique et des forages de reconnaissance permettront de caractériser quantitativement et qualitativement ces niveaux aquifères.

II. 3 Etude de la zone « secteur fleuve Comté »

Le site « talweg de la Comte » représente l'un des sites, de présence probable d'aquifère, les plus favorables que cette méthodologie de prospection a décelé. L'étude des linéaments (figure 6) a permis de mettre en évidence un panneau abaissé d'une superficie de 10 km² environ. Il s'agit d'un talweg créé à la faveur de failles normales entre deux « unités 2 » (cuirasse cependant faiblement développée) dont la lithologie est du schiste de l'Orapu (cf. figure 6). En raison d'une barre de conglomérat sur-consolidée faisant barrage à l'écoulement du Fleuve Comté présente en aval de la zone (cf. figure 6) il est probable d'observer une accumulation de sables en amont de ce dernier. De plus, il est possible d'observer un ancien méandre (cf. figure 6) témoignant d'une évolution du cours d'eau de l'ouest vers l'est. Ainsi, le fleuve à divagué dans ce compartiment abaissé en déposant des matériaux grossiers lorsque son dynamisme le permettait, il y a moins de 10 000 ans de cela. Aucun forage dans la zone ne permet de prédire l'épaisseur de la couche de sable, cependant un forage plus à l'ouest, dans une zone morphologiquement similaire, indique une épaisseur de sable de 10 m.

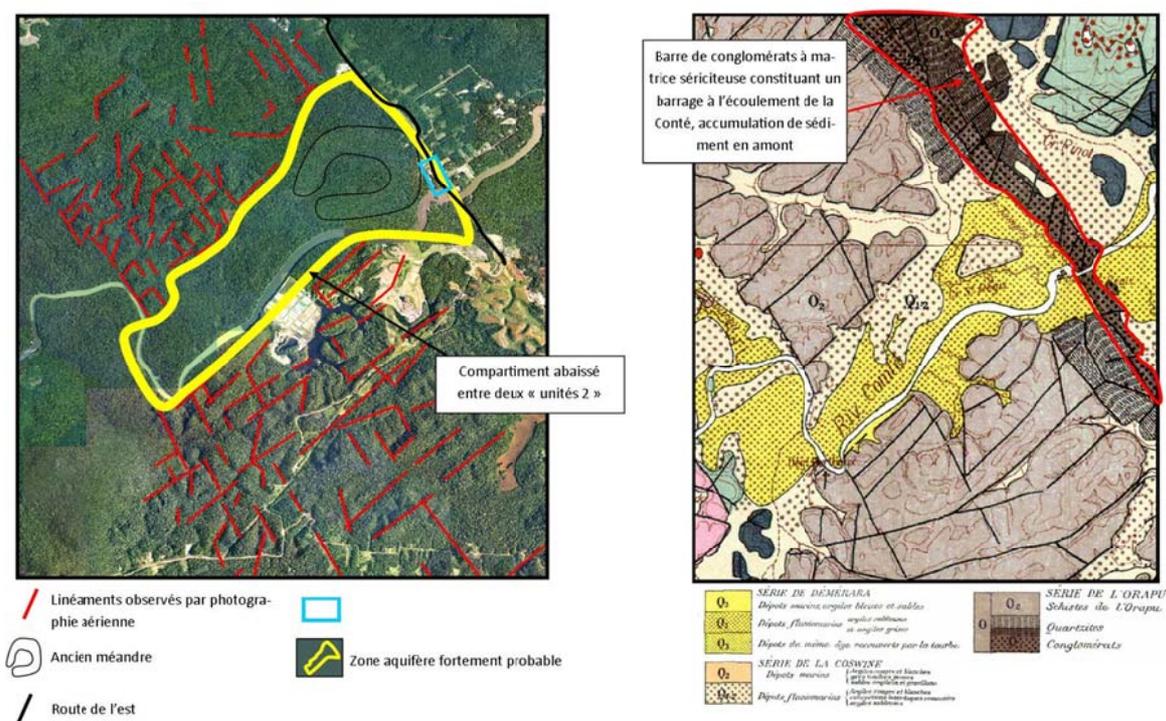


Figure 6 : « Secteur fleuve Comte », carte géologique (à droite), étude photo-linéamentaire (à gauche). Mise en évidence d'un compartiment abaissé comblé par des alluvions récentes potentiellement aquifères

Cette zone est d'autant plus intéressante qu'elle se trouve à proximité directe d'une station de traitement des eaux et pourrait être ainsi facilement raccordée au réseau de distribution de Cayenne. De plus, l'alimentation en eau potable de la ville de Cayenne est actuellement assurée par une prise d'eaux superficielles située au niveau de cette station de traitement d'eau potable. En 2009, suite à une saison sèche particulièrement marquée, l'influence des eaux marines à marée haute s'est faite ressentir jusqu'en amont de la prise d'eau, entraînant de nombreux dépassements la référence qualité pour une eau potable pour la conductivité. Exploiter un aquifère à proximité de cette prise d'eau permettrait d'assurer la

continuité d'approvisionnement en eau potable en période de crise étant donné, qu'à ce niveau-là, les eaux souterraines sont moins soumises aux entrées d'eaux marines que les eaux superficielles.

CONCLUSION

L'étude conjointe de la morphologie de la paléo-surface du socle, contrôlée par l'altération et la tectonique, et de l'histoire sédimentologique de la frange littorale Cayenne-Kourou, a permis de mettre en évidence l'existence de zones pouvant présenter un potentiel aquifère significatif et non reconnu, appelées « zones C ». Situées au sein de compartiments abaissés et délimités latéralement par de francs linéaments, ces talwegs sont comblés par des dépôts alluvionnaires récents qui, suite à la dernière glaciation, ont érodé les formations sédimentaires marines. Ces dernières ont été remplacées par des matériaux continentaux dont la granulométrie diminue au cours de la transgression. Une couche de sable d'une dizaine de mètres recouverte d'argile y est donc attendue, et est d'ailleurs mise en évidence par deux forages anciens réalisés au nord de deux zones sélectionnées. Il serait alors envisageable d'y recouper des aquifères captifs alimentés par des cours d'eau de forte puissance au sein de grands bassins versants. Leur présence reste à confirmer par des méthodes de prospection plus précises, de type géophysique électrique couplée à des forages de reconnaissance. Dix panneaux électriques sont d'ores et déjà programmés pour mars 2012. Ils permettront d'affiner la description du secteur choisi.

Dans un contexte hydrogéologique Guyanais à première vue peu favorable à l'exploitation des eaux souterraines de par l'omniprésence des argiles, ces aquifères alluvionnaires pourraient constituer une cible de premier choix dont la connaissance se doit d'être étayée. Si leur présence se voyait confirmée, il ne paraîtrait plus utopique d'assurer en partie l'approvisionnement en eau potable des communes du littoral par cette ressource.

Références bibliographiques:

- Assumpção M, The regional intraplate stress field in South America 1992 –J. Geophys. Res.n°B8 11889-11903, 97p
- Cautru J.P et al. , Aménagement de la région de Guyane, feuille Cayenne NO, 1993 – Rapport BRGM RR-37819-FR, 57p
- Cautru J.P et al. , Aménagement de la région de Guyane, feuille Kourou SE, 1995 – Rapport BRGM RR-38111-FR, 69p
- Declercq S., Ressources potentielles en eaux souterraines de la bande côtière guyanaise : méthodologie, 2009 - Rapport BRGM PR – 57598-FR, 112p
- Gandolfi JM *et al*, Inventaire des puits et forages de la savane Matiti, 2001 - Rapport BRGMRC-50160-FR, 45p
- Maréchal J.C, Synthèse hydrogéologique du territoire de la communauté de communes du centre littoral (Guyane) Rapport final 2005 – Rapport BRGM RP-53982-FR, 90p
- Palvadeau E., Géodynamique quaternaire de la Guyane française, 1999 – Doc BRGM 287, 232p
- Pointet T., Les ressources en eaux souterraines de la Guyane, 2000 – Rapport BRGM RP50549-FR, 37p.
- Theveniaut H., Freyssinet P., Application du paléomagnétisme à l'étude des altérites tropicales ; exemple du profil de la carrière du Mont Baduel (Guyane française), vol. 1997/1998, 86-88

Identification d'un aquifère littoral à l'aide de mesures électromagnétiques héliportées. Exemple à Mayotte

B. Vittecoq, J. Deparis, T. Jaouen, E. Auken, P. Nehlig, J. Perrin

BRGM, Aarhus University

b.vittecoq@brgm.fr ; j.deparis@brgm.fr ; t.jaouen@brgm.fr ; esben.auken@geo.au.dk ; p.nehlig@brgm.fr,
j.perrin@brgm.fr

I. Introduction

La gestion de la ressource en eau douce des îles volcaniques des départements et région d'outre-mer Français est cruciale pour l'alimentation des populations et pour une gestion durable des territoires. Ces îles sont en effet marquées par une densité de population élevée et, pour certaines d'entre elles, par une augmentation quasi-continue du nombre d'habitants. Des programmes de recherche de ressource en eau sont donc nécessaires pour assurer les besoins de la population. La connaissance de la structure et du fonctionnement des aquifères est un prérequis indispensable à une bonne gestion de la ressource en eau souterraine. Néanmoins, en contexte volcanique insulaire, la structure géologique est souvent complexe ; de plus ces milieux sont souvent peu étudiés et globalement peu de données sont disponibles. Il est ainsi indispensable de disposer de méthodes adaptées pour répondre à cet enjeu.

A Mayotte, département Français de 374 km² situé dans l'archipel des Comores, dans l'océan Indien, le nombre d'habitants sur l'île a été multiplié par 4 depuis 30 ans et l'île est désormais densément peuplée, avec plus de 500 habitants par km². Les besoins en eau sont donc conséquents, la ressource en eau est très fortement sollicitée, et les étiages les plus sévères peuvent engendrer des situations de crise. L'amélioration de la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'île est donc indispensable pour pouvoir réaliser des campagnes de forages adaptées et ciblées.



Figure 1 – Mayotte et les Comores

II. Acquisition des données

Un levé électromagnétique hélicoptéré a été réalisé en octobre 2010 afin d'obtenir une cartographie en trois dimensions de la résistivité sur toute l'île. Au total, 3000 km de reconnaissance géophysique ont été réalisés selon un plan de vol Nord-Sud avec un espacement moyen de 200 m (cf. figure 1). Le long des lignes de vol, les sondages électromagnétiques sont distants d'environ 25 m. Les valeurs de résistivités obtenues sont comprises entre 0.01 (eau de mer) et 2000 ohm.m (roche massive), avec un contraste suffisant permettant de définir la géométrie des principales formations géologiques, jusqu'à 200 m de profondeur.

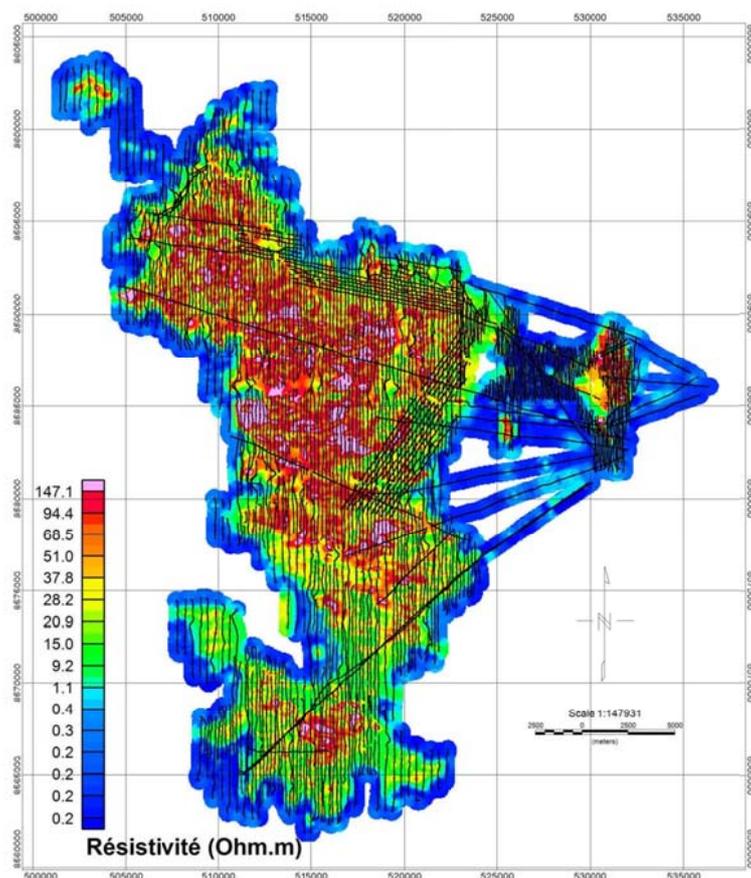


Figure 2 – Résistivité de l'horizon 0 à 5 m. Les lignes de vol sont représentées en noir.

III. Exemple dans le sud de Mayotte

Dans le sud de l'île plusieurs forages ont été réalisés, par le passé, à moins d'un kilomètre du littoral dans la partie aval de deux bassins versants voisins ayant un contexte géologique similaire. Les forages situés dans le bassin versant de la Kani-Kéli (F1 et F2, cf. figure 3) ont été considérés comme non productifs, tandis que celui situé dans le bassin de la Mronabéjà (F3, cf. figure 3) est productif et utilisé pour l'alimentation en eau potable. La comparaison des données électromagnétiques avec les données de forages a permis de mettre en évidence une structure géologique de type paléovallée bien délimitée, comblée par des laves saines fissurées et fracturées, considérées comme aquifère car recoupée par le forage productif F3. Les données électromagnétiques permettent également de délimiter le bassin versant hydrogéologique de ce forage (cf. figure 4). Les forages F1 et F2 quant à eux recouperaient uniquement le substratum volcanique altéré, d'où leur faible productivité

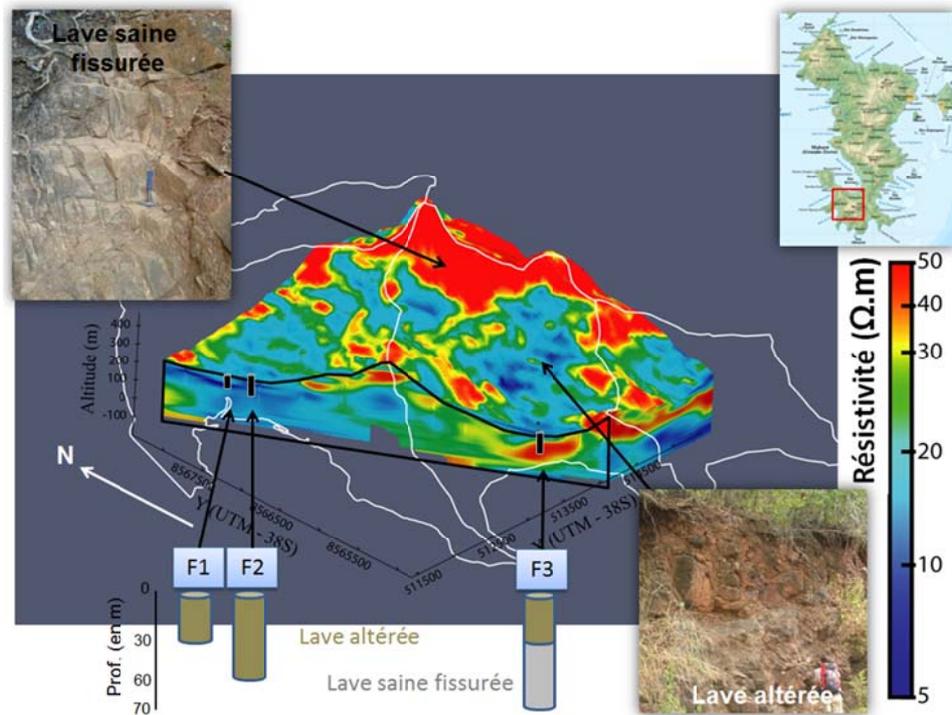


Figure 3 – Identification d'un horizon résistant masqué : coupe dans le bloc de données électromagnétiques.

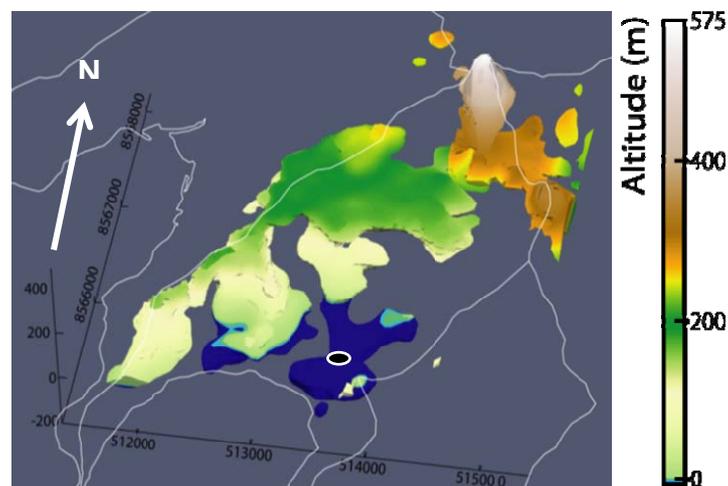


Figure 4 – Extension 3D de l'horizon résistant

IV. Conclusion

Le levé électromagnétique hélicoptéré apparaît comme une méthode particulièrement adaptée au contexte volcanique insulaire de Mayotte, permettant de mettre en évidence des structures géologiques et d'améliorer significativement la compréhension des écoulements souterrains. L'objectif est désormais d'identifier et de localiser avec précision des structures similaires afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'île et d'implanter de nouveaux forages qui permettront d'une part de valider ces hypothèses et d'autre part, en cas de réussite, d'approvisionner la population en eau potable.

Approche géophysique et hydrogéologique à l'échelle régionale et locale pour la caractérisation des intrusions salines au sein d'un aquifère côtier sédimentaire poreux

**N.Dörfliger⁽¹⁾, F.Asfirane⁽¹⁾, B. Aunay⁽¹⁾, Y.Caballero⁽¹⁾, P.Fleury⁽¹⁾, P.Pezard⁽²⁾,
J. Lofi⁽²⁾, D.Neyens⁽³⁾, R.Certain⁽⁴⁾, L.Chastanet⁽⁵⁾, S.Traverse⁽⁵⁾**

(1) Brgm, (2) Géosciences Montpellier, (3) ImaGeau, (4) IMAGES UPVD (5) Burgeap R&D

n.dorfliger@brgm.fr; f.asfirane@brmg.fr; b.aunay@brgm.fr; y.caballero@brgm.fr; p.fleury@brgm.fr;
philippe.pezard@gm.univ-montp2.fr; lofi@gm.univ-montp2.fr; denis.neyens@imageau.eu; certain@univ-perp.fr;
j.chastanet@burgeap.fr; s.traverse@burgeap.fr.

Lieux de développement économique et démographique, les zones côtières représentent des environnements fragiles avec notamment des intrusions salines au sein des aquifères côtiers. Le fonctionnement et la dimension de ces intrusions sont fonction de la géométrie, de la lithologie, des propriétés hydrodynamiques et du transport ainsi que des conditions d'exploitation. Le phénomène peut être local et variable dans le temps, voire plus régional.

La plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales) constitue un exemple représentatif des aquifères côtiers de bassin sédimentaire détritique, pour lequel de nombreuses données géo-référencées existent, en particulier des données géophysiques aéroportées. Classiquement des mesures directes ponctuelles de salinité permettent d'identifier mais non d'anticiper les risques sur les ressources en eaux souterraines du milieu littoral. Seule une approche systémique fondée sur la connaissance des aquifères côtiers en termes de géométrie et de fonctionnement peut permettre d'envisager des systèmes de gestion et d'alerte.

Dans le cadre du projet ANR GRAIN D'SEL de nouvelles approches pour la connaissance et la métrologie des aquifères côtiers, et ce à différentes échelles sont développées: (i) échelle régionale, avec l'exploitation de données géophysiques aéroportées acquises dans le cadre du projet européen EUFAR en 2008 [zone de 40 km x 10 km, avec des lignes N-S espacées de 100m] et (ii) échelle locale, avec l'acquisition de données hydro-géophysiques sur des observatoires en forage au Barcarés (forages de 150m de prof.) et à Canet (forages de 20m de prof.) : données de conductivité électrique et de salinité déduite en continu (pas de temps de 2 ou 3h) par un système de dipôle-dipôle composé d'électrodes de cuivre disposées à un espacement régulier sur une flûte ou un tube en PVC inséré dans le forage et suivi de pression entre packers (système Westbay, Schlumberger).

L'utilisation couplée de ces différentes approches constitue une réelle innovation en matière de système d'instrumentation intégrée. Les interprétations des données acquises au niveau de ces deux observatoires seront présentées et confrontées aux données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques régionales.

Un aquifère prometteur sur le littoral : les poudingues pliocènes de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France)

M. Fiquet(1), G. Tennevin(2), Ch. Mangan(3), A. Emily(2)

(1) Conseil Général des Alpes-Maritimes, mfiquet@cg06.fr

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

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

I. POSITION DU PROBLEME

Les formations pliocènes couvrent de vastes surfaces sur le littoral méditerranéen des Alpes-Maritimes. Elles constituent un ancien delta du Var, qui masque totalement les formations du substratum et au toit desquelles sont encaissés les remplissages alluviaux des fleuves côtiers (Var, Cagne, Loup, Brague).

Dans la basse vallée du Var, les poudingues et cailloutis pliocènes ont pendant longtemps été considérés comme peu perméables et assimilés au soubassement étanche des alluvions quaternaires dominantes. Cette vision des choses a été totalement revue par Y. Guglielmi qui, en 1993 (1), a démontré que les poudingues pliocènes constituaient un réservoir aquifère à part entière, participant très largement à l'alimentation des nappes alluviales.

Depuis quelques années, le Conseil Général des Alpes-Maritimes s'intéresse à cette ressource d'eau souterraine. Il a engagé la réalisation d'une dizaine de forages de reconnaissance profonds et lancé une étude spécifique de la basse vallée du Var, focalisée sur l'ensemble des réservoirs aquifères (2 et 3).

II. CONTEXTE STRUCTURAL

La basse vallée du Var se développe dans un secteur géologiquement très complexe du fait des caractéristiques suivantes :

- sa localisation à la charnière de plusieurs unités structurales : un avant-pays provençal relativement tabulaire au sud-ouest, et les chaînons subalpins plissés de l'arc de Castellane au nord-ouest et de l'arc de Nice à l'est,
- une structure du substratum ante-pliocène totalement masquée par d'épais dépôts plio-quaternaires sur la majorité du territoire.

Le front méridional de l'arc subalpin de Castellane correspond au chevauchement des calcaires jurassiques et de leur semelle triasique sur des marnes miocènes (ligne de falaise des Baous). Il domine systématiquement les formations pliocènes, dont il est hydrogéologiquement déconnecté.

Ce n'est par contre pas le cas de l'avant-pays provençal et de l'arc subalpin de Nice, au front desquels les formations du substratum sont plus ou moins largement en contact avec les dépôts pliocènes, aussi bien les marnes basales que les poudingues supérieurs.

III. DONNEES SUR LE RESERVOIR AQUIFERE DU PLIOCENE

III. 1 Caractéristiques des formations du réservoir

Les formations pliocènes se sont déposées dans les rias fluviales et les canyons aujourd'hui sous-marins creusés lors de la régression messinienne. Ils constituent localement l'ancien delta du Var et de ses

affluents (Cagne, Loup et Brague), progressivement édifié par progradation sous-marine. Malgré l'isochronie de plusieurs faciès bien distincts et pour tenir compte de l'objectif hydrogéologique de l'analyse, les formations constitutives ont été différenciées sur plan et sur profils en deux ensembles lithologiques directement superposés (figure 1) :

- à la base, des marnes de teinte grise, jaunâtres dans leur frange d'altération,
- au sommet, des cailloutis et poudingues plus ou moins consolidés.

Les marnes basales renferment parfois des horizons épars de galets et de sable. Elles peuvent passer latéralement à des niveaux de molasse blonde, principalement sur les bordures du gisement.

Les cailloutis et poudingues sommitaux montrent une cimentation très variable de leurs constituants et offrent tous les intermédiaires entre un poudingue résistant et compact et un cailloutis meuble totalement dépourvu de cohésion. Ils renferment également des lentilles et niveaux de marne, de sable ou de grés, de puissance et d'extension variables. Les horizons marneux, en particulier, peuvent dans certains cas atteindre des épaisseurs importantes, comme l'ont montré les résultats de deux forages (45 m dans un cas, et 75 m dans l'autre cas).

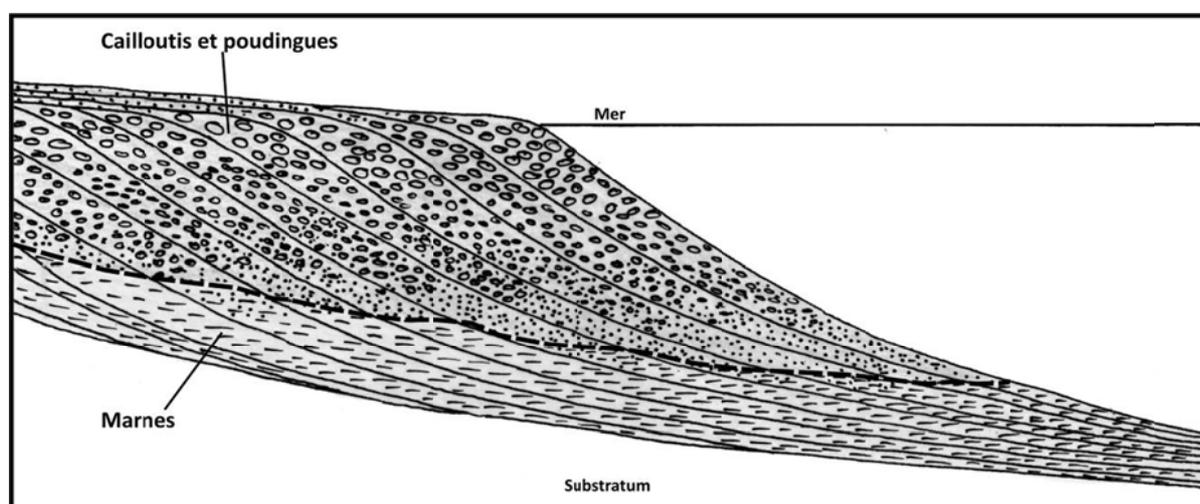


Figure 1 – Modalités de mise en place du delta pliocène et subdivision adoptée

III. 2 Géométrie du réservoir aquifère des poudingues

a) Conditions d'analyses

La géométrie des poudingues pliocènes et de leur soubassement marneux, ainsi que leurs relations avec les diverses assises du substratum ante-pliocène ont été reconstituées à partir des données antérieures et des récents apports des reconnaissances engagées par le Conseil Général des Alpes-Maritimes :

- d'une part, les prospections géophysiques par méthode électrique effectuées par le BRGM en 1965 (4), puis dans le cadre des travaux de thèse de Guglielmi en 1990- 1991 (5), et complétées par un dispositif sismique de 1,8 km de long réalisé en 2010 (6),
- d'autre part, les forages commandés par le Conseil Général au cours des dernières années sur des profondeurs élémentaires de 200 à 500 m (10 ouvrages), ainsi que d'autres forages identifiés par ailleurs (2 sur des sites de captage, et 4 pour des opérateurs privés),
- enfin, les relevés de terrain détaillés, initiés par Y. Guglielmi et complétés dans le cadre des récentes recherches.

Les résultats des interprétations géophysiques ont été modulés, car de multiples divergences ont été constatées, du fait de la diversité des campagnes de mesure et des méthodes mises en œuvre. De plus, certaines interprétations se sont avérées en totale discordance avec les coupes des forages réalisés. Ces ouvrages constituent par contre des calages très importants, compte-tenu de leur répartition et de leurs profondeurs (figures 2 et 3).

b) Relations des poudingues avec les structures sous-jacentes et latérales

Ainsi qu'il est indiqué précédemment, les unités de l'arc subalpin de Castellane au nord-ouest sont totalement déconnectées du réservoir aquifère pliocène.

En partie sud-ouest du secteur, les dépôts pliocènes recouvrent par contre une bonne partie de l'avant-pays provençal, façonné en gradins étagés par une suite de horsts et de grabens. Leur épaisseur diminue sensiblement au droit des horsts, qui constituaient des haut-fonds du milieu de sédimentation, et où les marnes basales sont peut-être absentes par endroits. On constate en outre que les poudingues s'amenuisent, puis disparaissent totalement en bordure ouest du bassin de sédimentation.

Au front de l'arc subalpin de Nice enfin, sur les rebords nord et est de leur gisement, les dépôts pliocènes sont fréquemment redressés voire verticalisés, et recouvrent sur une faible puissance des écailles carbonatées jurassiques, ainsi que le confirment plusieurs forages identifiés à l'ouest du Mont Chauve d'Aspremont et de la crête de Graus.

C'est essentiellement dans la partie centrale du gisement (entre les vallons de la Cagne et du Magnan) que la profondeur et la nature précise des sédiments anté-pliocènes restent encore méconnus. Le seul argument existant dans cette zone est constitué par un affleurement très localisé de tufs volcaniques oligo-miocènes, où le forage de Ste Pétronille a permis de vérifier sa continuité sur une épaisseur de 350 m, au toit du calcaire jurassique à coiffe crétacée.

c) Epaisseur des formations

Les études engagées montrent que l'épaisseur des dépôts pliocènes est plus importante qu'envisagée antérieurement, avec, en particulier, des puissances localement très importantes révélées par certains forages :

- marnes basales : entre 240 et 350 m aux forages des Salles, des Canebiers, de Vaugrenier et de St Jean,
- poudingues sommitaux : entre 290 et 500 m aux forages de Magnan, de Roguez, des Arboras et de Plateau Fleuri.

Ainsi, la puissance apparente de la formation est de l'ordre de 300 à 400 m en moyenne en partie amont du gisement, et supérieure à 700 m vers l'aval, où elle pourrait même atteindre localement le kilomètre.

d) Géométrie d'ensemble du gisement

A l'échelle globale, la géométrie la plus vraisemblable des dépôts pliocènes est représentée sur les figures 2 et 3, qui permettent de visualiser les limites et les variations spatiales de l'épaisseur des formations du gisement.

Il en résulte que la ria messinienne (axe de plus grande puissance) se développait en rive gauche du cours actuel du Var, et recevait sur sa rive droite les dépôts chenalisés dans les rias de la Cagne, du Malvan et du Loup, où les marnes basales sont particulièrement développées.

Il convient en outre de préciser que les dépôts pliocènes se réduisent fortement sur les bordures nord et est du gisement, où ils coiffent l'avancée frontale des écailles subalpines de l'arc de Nice.

Les formations pliocènes offrent un pendage d'ensemble vers le sud, évoluant de 5 à 25° sous l'horizon, ce qui est conforme à leur mode de sédimentation. Des déformations multiples et des redressements de couches affectent par contre fréquemment les bordures du bassin, en liaison avec des failles verticales qui s'intègrent totalement dans le schéma de structuration du Jurassique des unités bordières. C'est le cas au front du Jurassique provençal de La Gaude, entre les vallées de la Cagne et du Var, ainsi qu'au front des chaînons subalpins de l'arc de Nice, sur toute la rive gauche du Var.

IV. DONNEES HYDROGEOLOGIQUES

IV. 1 Caractéristiques des nappes

Le réservoir aquifère des poudingues pliocènes est loin d'être homogène. Il se comporte en effet de façon très variable suivant les secteurs et en fonction de la diversité des paramètres considérés (variations géométriques et lithologiques, nature et importance des déformations) : parfois représenté par une formation meuble affectée d'une porosité importante, ce qui facilite l'écoulement et l'emmagasinement de l'eau ; d'autres fois constitué d'une roche compacte découpée par un important réseau de fractures, ce qui génère des axes de circulation préférentielle ; souvent assimilable à un réservoir « multicouches » complexe dans les zones riches en intercalations marneuses, ce qui rend possible des échanges par drainance verticale entre les horizons perméables étagés. Cette multiplicité des conditions explique les productivités très variables constatées lors des essais de soufflage à la réalisation des forages de reconnaissance, et ce en fonction de leur pénétration dans la zone noyée et de leur localisation par rapport à la géométrie d'ensemble du gisement. Les débits instantanés sont en effet limités dans les ouvrages situés sur les bordures du gisement et/ou à faible pénétration dans la nappe (de 10 à 50 m³/h), et nettement supérieurs dans les ouvrages localisés au cœur du gisement et bénéficiant d'impluviums plus étendus (de 100 à 300 m³/h).

Les paramètres hydrodynamiques de la nappe des poudingues sont encore peu connus aujourd'hui, mais les résultats des 4 essais de pompages mis en œuvre avec des débits (de 5 à 144 m³/h) et des durées (de 2h à 46 j) très variables conduisent à des résultats compatibles avec la diversité des situations : transmissivités T de 0,92.10⁻⁴ à 5,01.10⁻³ m²/s, et débit spécifique Qs de 5 à 32 m³/h/m.

On note en outre que la minéralisation des eaux s'est révélée très variable en fonction de la distance des ouvrages par rapport à la mer, avec des conductivités faibles en partie amont du gisement (de 350 à 500 μS/cm), moyennes en partie médiane (de 500 à 700 μS/cm) et élevées à excessives plus près du littoral (supérieure à 1000 μS/cm).

IV. 2 Alimentation et drainage des nappes

Les informations disponibles à ce jour conduisent à des situations très contrastées en fonction des secteurs et des conditions structurales qui y prévalent.

- En partie sud-ouest du gisement pliocène, sur une bonne partie de la rive droite du Var, le drainage de la nappe des poudingues s'effectue vers la basse vallée du Loup, en limite basale de la zone d'affleurement du réservoir, entre les cotes NGF 8 et 3 m. Il s'agit du groupe de sources des Tines et du Loubet, localisées sur les deux rives du fleuve, et dont le débit moyen évolue de 300 à 350 l/s. Il est vraisemblable que ce débit soit partiellement soutenu par des apports du Jurassique de l'avant-pays provençal, par le biais du prolongement vers le sud du horst de La Gaude, en relation par failles avec les poudingues périphériques.

- En partie médiane du gisement pliocène et sur les rives immédiates de la basse vallée du Var, les rares exutoires de faible débit, étagés entre les cotes NGF 34 et 120 (La Tour et St Sauveur), résultent probablement de variations lithologiques au sein du réservoir. Le drainage principal de la nappe semble s'effectuer vers le remblaiement alluvial du surcreusement würmien, avec lequel la surface de contact est

évaluée à 20 km². Cette alimentation permet un important soutien occulte des nappes alluviales, aussi bien en partie amont (jusqu'aux cotes NGF 80 à 100 m), qu'en parties moyenne et aval (sous le niveau marin).

- Sur la bordure orientale du gisement pliocène, des exutoires jalonnent le contact frontal de l'arc subalpin de Nice (groupes de sources de Porquier-Castagniers, de St Pancrace-St Sylvestre, et du Piol-Mantéga). Ces apports proviennent en majeure partie des écaillés jurassiques proches, sous l'effet des déformations tectoniques locales. Ils sont très largement étagés, entre les cotes NGF 250 à 300 m au nord, et 50 à 40 m au sud. Les débits élémentaires sont faibles (de 0,1 à quelques l/s), mais augmenteraient très sensiblement lors des épisodes pluvieux de forte intensité (de 10 à 50 l/s).

V. CONCLUSIONS

L'importance de la nappe des poudingues de la basse vallée du Var, mise en évidence par Y. Guglielmi (1), est très largement confortée et amplifiée par les récentes études entreprises par le Conseil Général des Alpes-Maritimes (2 et 3).

Ces réserves en eau sont aujourd'hui utilisées pour A.E.P. dans la basse vallée du Loup (sources des Tines), et sollicitées par des particuliers, des entreprises et des agriculteurs dans ce même secteur et sur les rives de la basse vallée du Var. Elles représentent une ressource stratégique qu'il convient de protéger des apports de nitrates apparemment imputables aux rejets des assainissements non collectifs (7 et 8), car elle est susceptible d'être utilisée dans l'avenir comme secours ou complément saisonnier des captages pour A.E.P. des nappes alluviales.

Il est donc nécessaire, dans cette optique, d'envisager des recherches complémentaires destinées à améliorer la connaissance de l'évolution spatiale et temporelle des caractéristiques et des conditions de drainage de la nappe, afin d'être en mesure de solliciter les sites optimaux, tout en limitant les impacts induits sur l'alimentation actuelle des nappes alluviales et imputables au biseau salé près du littoral.

Références bibliographiques

- [1] Guglielmi Y., 1993 – Hydrogéologie des aquifères plio-quadernaires de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France). *Thèse. Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse. 178 p.*
- [2] Mangan Ch., Tennevin G. et Emily A., 2010 – Etude hydrogéologique des nappes profondes de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes). *Dossier de synthèse inédit du Cabinet Mangan et de la Société H2EA (Conseil Général des A-M).*
- [3] Mangan Ch., Tennevin G. et Emily A., 2011 – Etude hydrogéologique des nappes profondes de la basse vallée du Var (A-M). Réinterprétations structurales localisées sur la base des résultats des nouvelles reconnaissances par forages et géophysique. *Rapport inédit du Cabinet Mangan et de la Société H2EA (Conseil Général des A-M).*
- [4] Horn R., Ménard F. et Munck F., 1965 – Etude géophysique de la basse vallée du Var. *Rapport inédit du BRGM n°DS.65.A.37²² (Ministère de la Construction).*
- [5] Mangan Ch. Guglielmi Y., Mirhosseini S-H. et Oddou A., 1990 et 1991 – Basse vallée du Var (06). Etudes de prospection géophysique par méthode électrique. *Rapports inédits du Cabinet Mangan (Conseil Général des A-M).*
- [6] Boisseau J-C., Bernard J-C. et Frappin P., 2010 – Nice (06). Basse vallée du Var. Secteur de S^t Isidore. Etude hydrogéologique. Reconnaissance géophysique par méthode sismique réflexion. *Rapport inédit d'E.D.G. n° 10.09.340/06 (Conseil Général des A-M).*
- [7] Guglielmi Y. et Blavoux B., 1994 – Déterminations de l'origine des nitrates dans un aquifère alluvial au moyen du marquage isotopique des eaux : exemple de la nappe du Var (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci., Paris, t. 319, série II, p. 325-330.*
- [8] Potot C., 2011 – Etude hydrochimique du système aquifère de la basse vallée du Var. Apport des éléments traces et des isotopes (Sr, Pb, ¹⁸O, ^{226,228}Ra). *Thèse. Université de Nice - Sophia Antipolis, 240 p.*

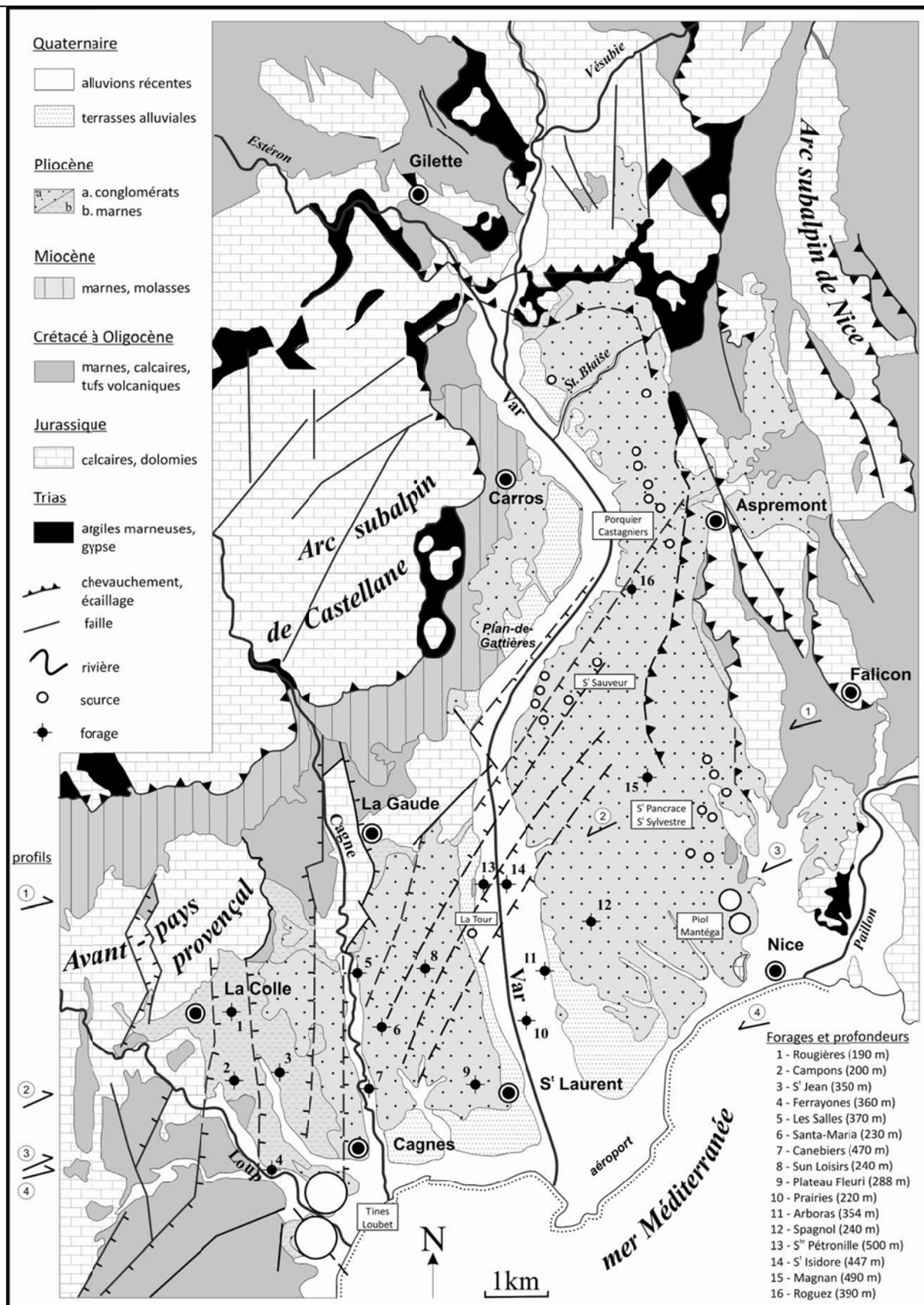


Figure 2 – Cadre structural et géologique

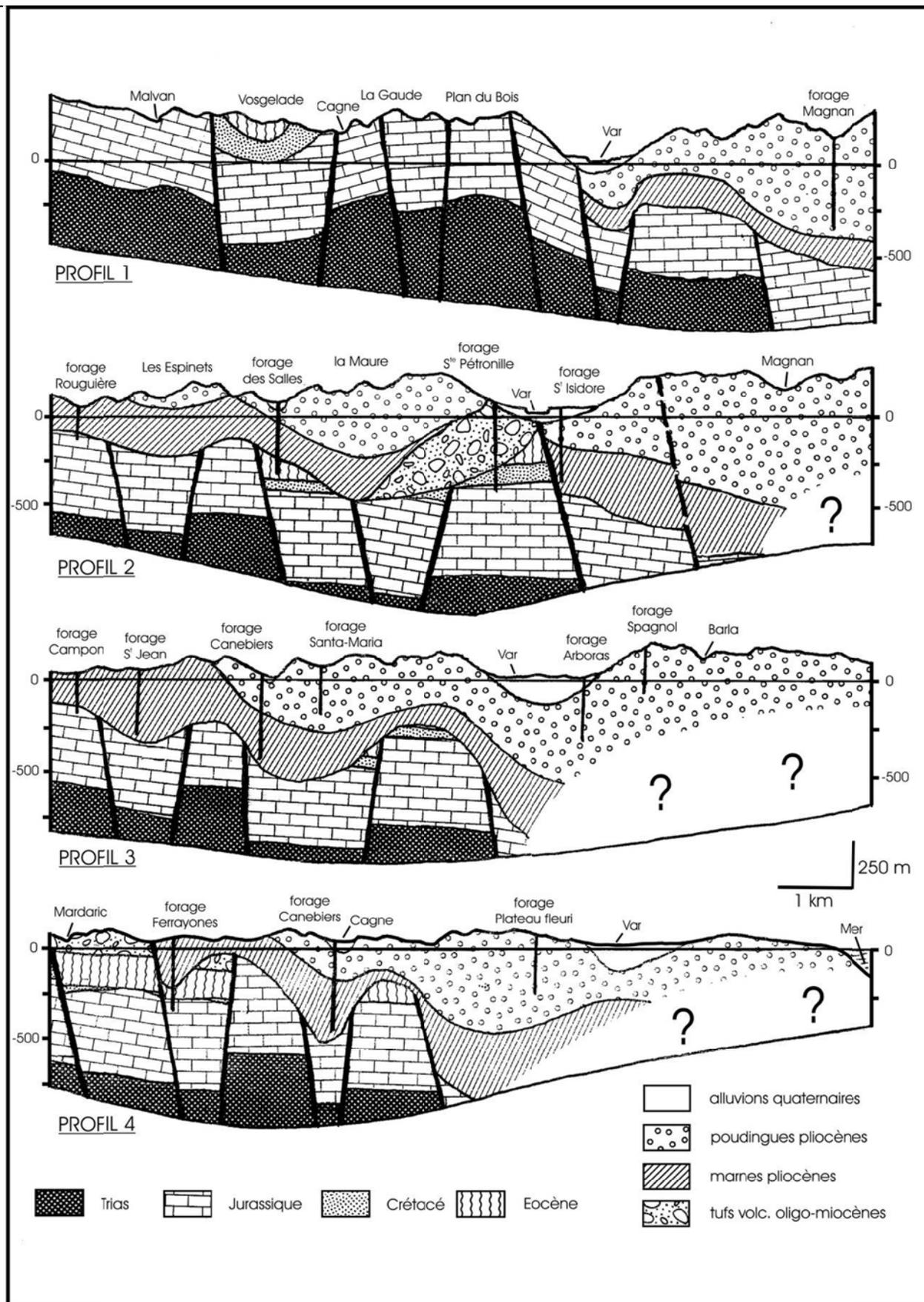


Figure 3 – Profils interprétatifs

La dynamique de l'ensemble multicouche Craie karstifiée/remplissage alluvionnaire dans le bassin intra-estuarien de la Seine

**Nicolas Massei, Jean-Paul Dupont, Abderrahim Jardani,
Matthieu Fournier et Julie Raux**

Université de Rouen, UMR 6143 M2C, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

nicolas.massei@univ-rouen.fr ; jean-paul.dupont@univ-rouen.fr ; abderrahim.jardani@univ-rouen.fr ;

matthieu.fournier@univ-rouen.fr ; julie.raux@etu.univ-rouen.fr

I. INTRODUCTION

En vallée de la Seine aval, le lien entre le remplissage alluvionnaire et la nappe de la Craie s'écoulant vers l'estuaire de Seine ne reste que partiellement compris, soumis à la fois à l'apport de la nappe de la Craie et au contrôle mégatidal de l'estuaire. Le comportement hydrodynamique du remplissage alluvionnaire de la Seine, quasiment inutilisé pour l'adduction d'eau potable, reste une problématique régionale n'ayant suscité que peu d'intérêt jusqu'alors. Toutefois, les études antérieures ayant porté sur les systèmes karstiques affluant à la Seine en plaine alluviale [1,2,5,6] ont montré que la Craie était probablement partiellement karstifiée sous le remplissage alluvionnaire de la Seine. L'hypothèse avait été évoquée du rôle prépondérant des formations grossières à la base du remplissage dans la transmission des ondes de pression liées aux variations tidales de la Seine. Dans le cadre du projet de prolongement du Grand Canal du Havre à Tancarville par le Grand Port Maritime du Havre (GPMH), une étude a été conduite en collaboration avec le GPMH portant sur l'analyse exploratoire de la variabilité piézométrique dans l'ensemble alluvionnaire couvrant la Craie. L'objectif affiché de cette étude est l'identification des différents facteurs hydrologiques contrôlant les variations piézométriques dans les alluvions de la Seine aval en zone estuarienne, et d'établir dans quelle mesure le fonctionnement hydrogéologique des alluvions est lié à celui de l'aquifère karstifié de la Craie. L'étude d'un champ de piézomètres implantés dans le remplissage est utilisé ici dans l'objectif de vérifier les hypothèses concernant le rôle des alluvions de la Seine dans les liens entre systèmes karstiques affluant à la Seine et fleuve soumis à l'influence tidale.

II. LES SYSTEMES KARSTIQUES DE BASSE-VALLEE DE SEINE (EXEMPLE DU SITE DU HANNETOT)

Le système karstique du Hannetot, le site de Norville, situé en bord de Seine à 70 km de Rouen, vers le Havre, est typique des hydrosystèmes karstiques de la Seine-aval (Fig.1a). Sa taille réduite et sa configuration géomorphologique le positionneraient comme un bassin élémentaire à l'échelle régionale. Ce système comprend i) un bassin versant superficiel de plateau d'environ 8 km², drainé par une perte (perte du Bébec) qui constitue le point majoritaire d'engouffrement des eaux de surface, ii) une source karstique en pied de plateau, dans la vallée de Seine, constituant l'exutoire principal de l'aquifère et en connexion hydraulique avec la perte du Bébec, iii) un forage en aval de la source, tubé dans les alluvions de la Seine et crépiné dans la Craie fissurée/karstique sous alluvions (Fig.1b).

La source, initialement utilisée comme captage AEP, a été remplacée par un forage en 1993 implanté dans le remplissage alluvionnaire environ 150m en aval hydraulique de la source, en raison de l'occurrence par trop fréquente de phénomènes turbides.

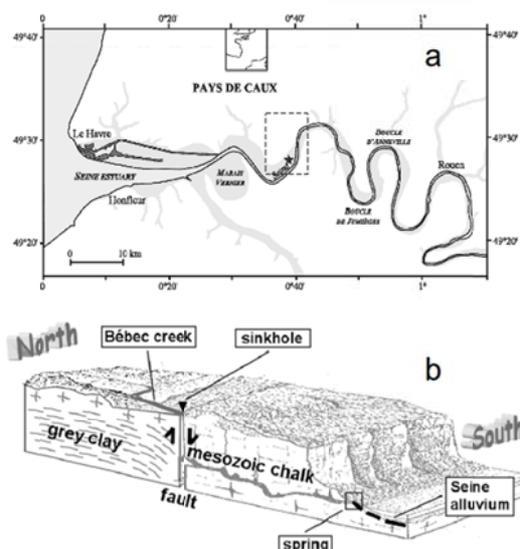


Figure 1 - Système karstique du Hannebot : localisation géographique (a) et schéma géomorphologique (b)

De précédents travaux ont montré que pour ce type de système, les variations de niveau d'eau à la source, située en pied de plateau en bordure de Seine, une influence tidale pouvait être détectée, quoique de faible amplitude [5]. En effet, à la source du Hannebot, une composante tidale est visible tant sur un spectre de Fourier (Fig.2a) que sur un diagramme temps-fréquence de transformée en ondelettes continue (Fig.2b).

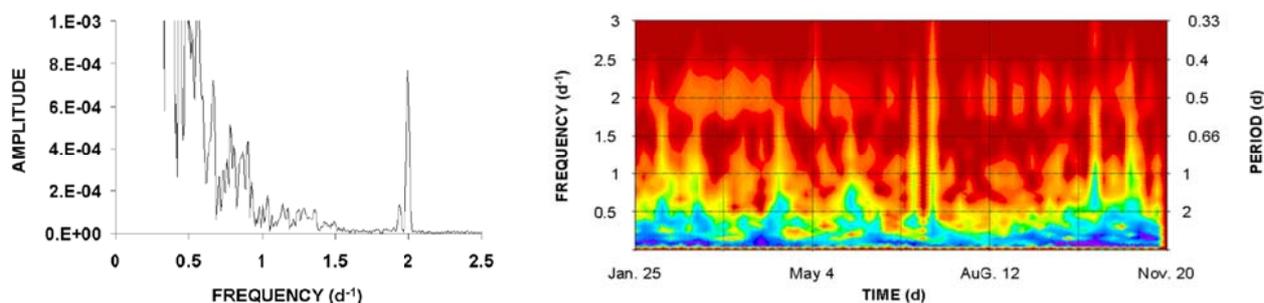


Figure 2 – a) Spectre de Fourier et b) spectre en ondelettes de la hauteur d'eau à la source du Hannebot

Sur le diagramme temps-fréquence en particulier, une composante de période 0.5j, illustrant le cycle tidal semi-diurne, apparaît nettement, dont l'amplitude varie suivant une périodicité d'environ 14j (i.e., l'énergie autour de la période 0.5j sur le diagramme semble distribuée de façon intermittente, avec des pics d'énergie atteignant un maximum tous les 14j).

Sur le même système, [1,2] et plus tard [3,4] ont montré que cette influence tidale affectait la qualité des eaux à la source en pied de plateau et au forage AEP en plaine alluviale en aval de la source, en agissant comme facteur limitant ou en favorisant l'amplitude du gradient hydraulique établi dans l'aquifère de la Craie depuis les plateaux vers la vallée de Seine. Les graves de fond des alluvions a priori très transmissives et situées quelques mètres au-dessus de la crépine du forage AEP, pourraient jouer un rôle important dans le transfert de l'onde de pression tidale depuis la Seine vers le forage et donc dans la dynamique hydrologique de tout le système karstique, puisqu'une influence tidale est identifiée jusqu'à la source vers l'amont. La caractérisation de la dynamique hydrologique du remplissage alluvionnaire, encore assez mal connue, revêt donc une importance particulière dans un tel contexte.

III. LE COMPORTEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE ALLUVIONNAIRE DE LA BASSE-VALLÉE DE SEINE

III. 1 Etat des connaissances

Dans la vallée de Seine, les alluvions modernes constituent l'ensemble aquifère couvrant la Craie en fond de vallée et sont la terminaison aval de l'aquifère de la Craie s'écoulant depuis les plateaux. Du point de vue lithologique, les alluvions sont composées : i) des sables fins argileux, silts, tourbes, reposant sur ii) des matériaux grossiers, constitués par les cailloutis du Wechsélien (graves de fond des alluvions). Ces deux sous-ensembles litho-stratigraphiques se distinguent donc également par leurs propriétés hydrauliques. De fait, les comportements aquifères de ces deux ensembles sont totalement différents. Avec une épaisseur de l'ordre de 10 à 20 mètres, les alluvions supérieures, de par leur lithologie (sables fins argileux et tourbes), sont considérées comme très peu perméables, avec une conductivité hydraulique de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-7} $m\ s^{-1}$. En revanche, l'essentiel de l'eau mobile est pris en charge par les graves de fond (i.e., les cailloutis du Wechsélien), qui ont une conductivité hydraulique de l'ordre de $2\ 10^{-3}$ $m\ s^{-1}$.

Les cailloutis constituent une couche très transmissive sous-jacente à une couche de très faible perméabilité que sont les alluvions supérieures. Le contraste de perméabilité entre alluvions inférieures et supérieures est très important, de sorte que la nappe des cailloutis peut être considérée comme semi-captive sous les alluvions supérieures fines. Sur le plan lithologique, le passage de la Craie aux alluvions est très net: des observations réalisées sur des chantiers de gravières montrent clairement que le cailloutis repose directement sur le toit de la Craie. Au dessous, la nappe de la Craie circule dans un aquifère à triple-porosité liée à la porosité matricielle de la Craie, à sa porosité de fissure et à la présence de phénomènes karstiques. Tout l'ensemble Craie/alluvions correspond à un seul et même aquifère compartimenté, dont la conductivité hydraulique moyenne serait de l'ordre de $1.5\ 10^{-3}$ $m\ s^{-1}$.

Le rôle du cailloutis de fond serait donc capital, siège de sous-écoulements importants de l'amont de la vallée vers l'estuaire. En effet, le flux des eaux souterraines depuis les plateaux vers la vallée de la Seine constitue un apport important dont les sources de débordement en pied de plateau ne représentent nécessairement qu'une petite manifestation. Ce sont pourtant d'importants points de captage : par exemple, 50% de l'AEP de l'agglomération havraise est fournie les sources de Radicatel, exutoires karstiques de pied de plateau en vallée de Seine.

III. 2 Détermination des contributions respectives de l'aquifère de la Craie et du niveau de la Seine dans les variations piézométriques du remplissage alluvionnaire

Le GPMH a équipé et assuré le suivi de plus de 35 piézomètres répartis implantés tantôt dans les alluvions fines du sommet (piézomètres « moyens »), tantôt dans les graves de fond à la base du remplissage (piézomètres « longs ») entre le canal de Tancarville et la Seine au niveau du marais Vernier en rive droite de Seine (Fig.1a, Fig.3). Les données acquises couvrent une période de trois mois pour la plus courte série, jusqu'à un an pour la plus longue, entre les mois de septembre 2005 et octobre 2006.

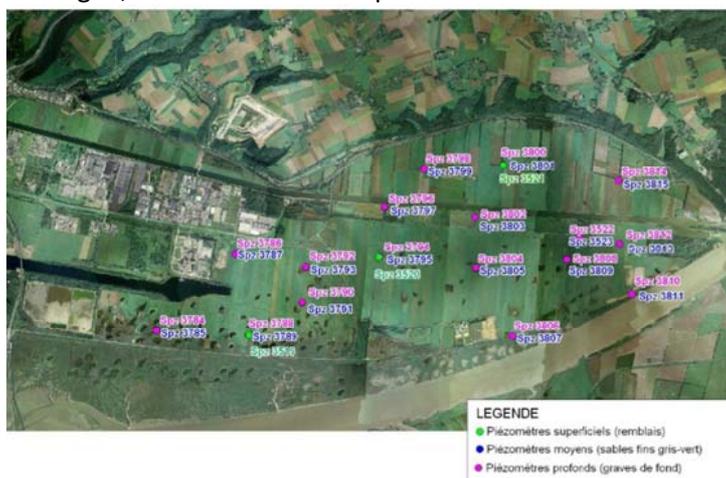


Figure 3 – Zone d'implantation du champ piézométrique dans le remplissage alluvionnaire entre Tancarville et Le Havre

Une analyse par ondelettes continue a été utilisée pour la caractérisation des facteurs de contrôle de la variabilité piézométrique au niveau des différents piézomètres. La recherche non seulement de périodicités liées au régime tidal, mais également d'une variabilité liée à la contribution de processus très certainement non-stationnaires (variations piézométriques de la nappe de la Craie), a justifié l'emploi de cette approche méthodologique.

Les diagrammes temps-fréquence des piézomètres tant moyens (alluvions fines) que longs (graves de fond) montrent dans tous les cas la présence caractéristique d'une bande d'énergie typique du signal tidal de période d'environ 12h, en outre clairement modulée par une périodicité à 14j, comme cela pouvait être observé à la source karstique du Hannetot (Fig.2b). Dans le cas des graves de fond, le diagramme temps-fréquence montre que la variation tidale est la composante dominante de la variabilité piézométrique (Fig.4). Cet impact tidal perdure malgré un effet notable de la distance à la Seine : la part de variance calculée pour les variations liées au marnage explique pour les piézomètres implantés dans les graves de fond de forte transmissivité de 39% à plus de 97% de la variabilité piézométrique totale selon l'éloignement du piézomètre par rapport à la Seine.

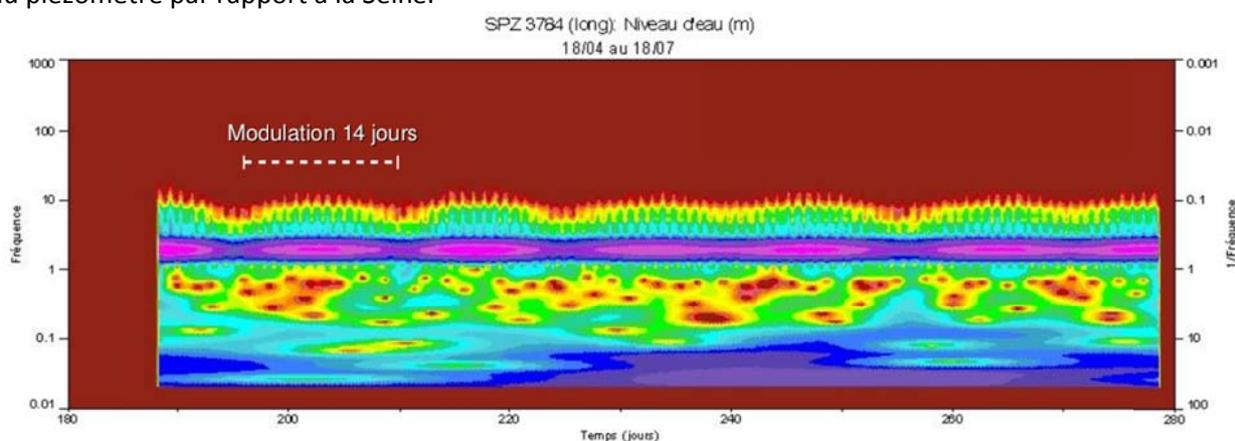


Figure 4 – Spectre en ondelettes d'un signal piézométrique pour un piézomètre long (graves de fond)

Dans les alluvions fines (piézomètres moyens), l'effet du marnage tidal, bien que présent, est fortement atténué, sauf pour les piézomètres localisés tout à fait au bord de la Seine où il reste conséquent. L'essentiel des variations piézométriques dans les alluvions fines s'apparentent aux variations, connues par ailleurs, de la charge dans l'aquifère karstifié de la Craie (Fig.5).

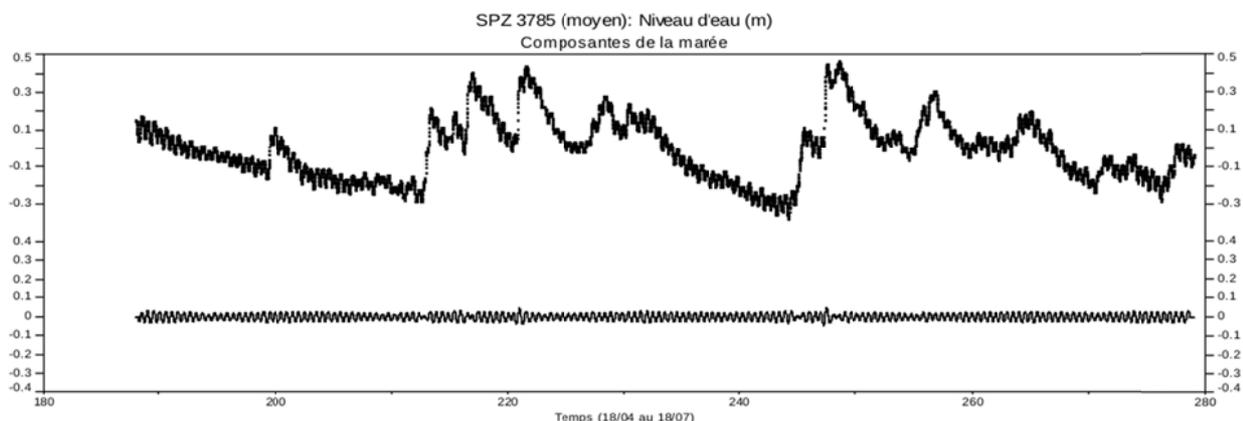


Figure 5 – Charge hydraulique pour un piézomètre moyen (alluvions fines du supérieures, en haut) et composante tidale extraite par transformée en ondelettes (en bas)

Une analyse multirésolution sur les piézomètres des graves de fond permet l'extraction des différentes composantes du signal piézométrique : il est ainsi possible d'isoler la part de variabilité liée au marnage en Seine (détail de la décomposition multirésolution, Fig.6), ainsi que la présence de variations de plus grande

échelle temporelle (approximation, Fig.6). L'analyse montre que même si la piézométrie dans les graves de fond est largement dominée par les cycles tidaux, les fluctuations basse-fréquence (approximation, Fig.6) sont manifestement structurées de manière analogue aux variations piézométriques des alluvions fines du dessus, c'est à dire à la manière des réponses karstiques de l'aquifère de la Craie.

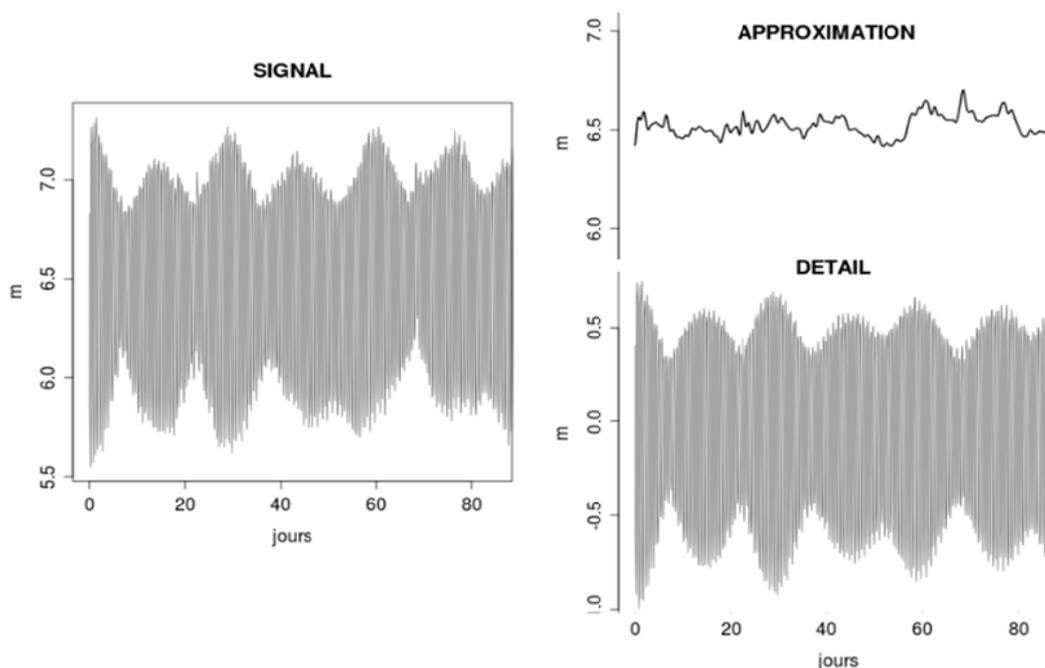


Figure 6 – Analyse multirésolution de la charge hydraulique dans un piézomètre long (graves de fond), faisant apparaître pour les grandes échelles de la décomposition (approximation) des variations liées à la réponse hydrologique de l'aquifère karstifié de la Craie.

Dans tous les cas, quelque soit le piézomètre considéré, la composante basse-fréquence prend l'allure d'hydrogrammes de crue, manifestement en lien avec la nature localement karstique de la Craie sous-jacente. Une comparaison avec les hydrogrammes de deux bassins versants superficiels majeurs localisés en bordure de plateau crayeux de part et d'autre de la zone étudiée montre une bonne adéquation des différentes réponses hydrologiques à la succession des événements pluvieux (Fig.7). Une telle réactivité dans l'ensemble alluvionnaire correspondrait donc à l'expression de l'aquifère de la Craie karstifiée sous les alluvions.

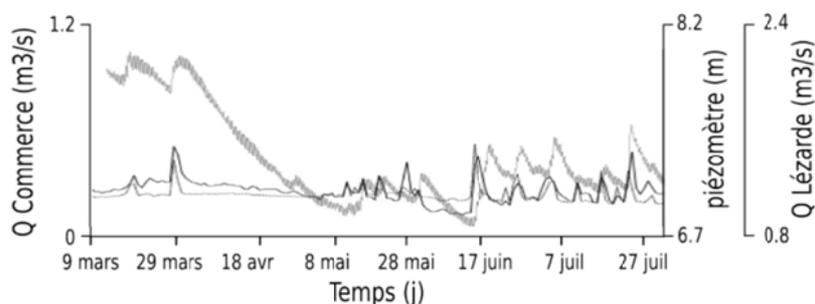


Figure 7 – Comparaison entre fluctuations piézométriques basse-fréquence du remplissage alluvionnaire et réponses hydrologiques de 2 rivières encadrant la zone étudiées.

IV. CONCLUSIONS SUR LA DYNAMIQUE PIÉZOMÉTRIQUE DU REMPLISSAGE ALLUVIONNAIRE

De ces quelques résultats préliminaires, il ressort que l'ensemble constitué par les alluvions fines et les graves de fond au contact de la Craie peut effectivement être caractérisé par un ensemble hydrogéologique

multicouche enregistrant de manière différentielle l'influence des facteurs de contrainte principaux que sont la hauteur d'eau en Seine contrôlée par la marée et la réponse de l'aquifère karstifié de la Craie. Les résultats obtenus ici ont montré que:

1. les alluvions fines filtrent les variations tidales, les oscillations correspondantes étant par trop rapides pour que ces formations de faible transmissivité puissent les enregistrer;
2. du fait de leur forte capacité de filtrage des hautes fréquences, la variabilité piézométrique des alluvions fines est largement dominée par des fluctuations typiques de l'aquifère de la Craie, les zones les plus karstifiées sous alluvions enregistrant par contre les événements de crue observables dans la réponse hydrologique des bassins versants superficiels de plateau situés alentour;
3. la piézométrie des graves de fond est pour plus de 50% dominée par le signal tidal: leur forte transmissivité les soumet en premier lieu à la dynamique du marnage en Seine, ce qui prouve une très forte connexion entre le fleuve et l'aquifère. Il est toutefois possible par filtrage des composantes spectrales d'identifier, lorsqu'elle ne se manifeste pas clairement, et dans tous les cas de quantifier la part de contribution de l'aquifère dans la variabilité piézométrique.

La Craie karstifiée constitue donc bien avec le remplissage alluvionnaire de la basse-vallée de Seine un aquifère multicouche à drainage verticale, la nappe des alluvions n'étant en fait que l'ennoiement du remplissage par la nappe de la Craie semi-captive sous les alluvions fines. L'existence de marais (omniprésents dans la vallée avant leur assèchement pour l'agriculture), en est d'ailleurs une parfaite illustration. Les facteurs de contrôle de ce système seraient à la fois liés la dynamique hydrologique sur les plateaux sous l'effet des précipitations s'infiltrant rapidement dans l'aquifère crayeux, et à la hauteur d'eau en Seine, soumise au marnage d'origine tidale. L'infiltration directe à l'aplomb des alluvions fines est selon toute vraisemblance de faible importance vis-à-vis de ces deux forçages, compte-tenu de la faible conductivité hydraulique de ces formations de surface. Le marnage tidal en Seine a donc bien un effet sur le fonctionnement hydrologique des systèmes karstiques de pied de plateau développés dans l'aquifère de la Craie, et les alluvions de base très perméables (graves de fond des alluvions) jouent un rôle prépondérant dans le transfert de cette onde de pression tidale.

Références bibliographiques :

- [1] Fournier, M., 2006 - Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France). Thèse de doctorat, Université de Rouen, 233 pages.
- [2] Fournier M., Massei N., Bakalowicz M. and Dupont J.P., 2007.- Use of univariate clustering to identify transport modalities in karst aquifers. C.R. Géosciences, 2007, Volume: 339 Pages: 622-631.
- [3] Khaldi S., Ratajczak M., Fournier M., Gargala G., Favennec L., Dupont J.P., 2011 - Intensive exploitation of karst aquifer lead to *Cryptosporidium* release and water supply contamination, Water Research, 45 (9): 2906-2914 doi : 10.1016/j.watres.2011.03.010
- [4] Khaldi S., 2009 - Etude de la pathogénicité des oocystes de *Cryptosporium*, et étude de la circulation des oocystes dans les aquifères karstiques, Thèse de Doctorat de l'Université de Rouen, soutenue le 14 septembre 2010.
- [5] Massei, N., 2001 - Transport de particules dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface Craie/alluvions, Thèse de doctorat, Université de Rouen, 200 pages.
- [6] Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D. & Ogier, S., 2006b - Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. J.Hydrol., 329:244-257.

SESSION 2

LES KARSTS MEDITERRANEENS

Aquifères littoraux dans le bassin méditerranéen : Présentation d'un essai d'inventaire préliminaire

Jean Margat

Président d'honneur du Comité Français d'Hydrogéologie. BRGM
jeanmargat@wanadoo.fr

Ayant accumulé depuis plus de 20 ans, surtout dans le cadre du Plan Bleu, une documentation sur les ressources en eau, notamment souterraine dans le Bassin Méditerranéen, j'ai tenté d'esquisser un inventaire et une carte schématique des aquifères côtiers méditerranéens en classant 94 systèmes dénombrés en 4 types :

- 43 Karstiques, les plus nombreux, la plupart au Nord seuls générateurs de sources littorales ou sous-marines
- 35 Alluviaux, notamment deltaïques (Nil...)
- 14 Sédimentaires, mono ou multi - couches, la plupart au Sud
- 2 Volcaniques (en Italie)

Naturellement ces systèmes aquifères diffèrent beaucoup :

- en étendue (Max : Jeffara tunisio-Libyenne...),
- en structure,
- en état des connaissances (quelques-uns seulement sont équipés d'un réseau piézométrique et ont été sujets de modélisation : ce sont surtout des aquifères sédimentaires (Jeffara, plaine côtière d'Israël, Roussillon...),
- en ressources et suivant leurs relations avec les eaux de surface,
- en degré d'exploitation, voire de surexploitation par exemple : Jeffara, Plaine d'Argos, Plaine Côtière Israël-Gaza, Campo de Dalia (Espagne),
- et en degré d'exposition au risque d'invasion d'eau marine (les aquifères alluviaux et sédimentaires sont les plus exposés).

Quelques-uns seulement sont transfrontaliers : Jeffara, Plaine côtière Israël-Gaza.

Ces aquifères posent donc des problèmes variés et d'inégale importance, tant sur le plan des connaissances qu'au plan de leur gestion. Il serait opportun de commencer par compléter ce répertoire en préparant pour chaque aquifère une notice qui décrirait :

- La structure hydrogéologique et les conditions aux limites, la liaison avec les eaux de surface, en somme, un modèle conceptuel, ainsi que les flux moyens estimés de recharge et de décharge, notamment par des sources littorales ou sous-marine, en l'assortissant d'une évaluation de l'état des connaissances (reconnaissance par sondage, surface piézométrique, réseau piézométrique suivi, hydrochimie, cartographie, modélisation...),
- L'évaluation des ressources jugées exploitables,
- Le mode et le degré d'exploitation : prélèvements actuels et utilisations, historique, tendances, Diagnostic de surexploitation éventuelle ? par quels critères ? invasion marine?
- La gestion présente : institution ? instruments ? Police des eaux?
- Mise en œuvre de recharge artificielle éventuelle?
- Problèmes transfrontaliers éventuels?
- Importance relative dans l'économie de l'eau du pays.

Cet ensemble de monographies sans doute réalisable par des experts nationaux en 2012 en commençant par l'exploitation de la documentation disponible, permettrait de classer les aquifères côtiers méditerranéens suivant la nécessité et l'urgence de leur gestion par des institutions et modalités appropriées, pouvant impliquer l'amélioration de leur connaissance, en mettant en priorité la réduction et l'arrêt des surexploitations.

AQUIFERES LITTORAUX DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN

Inventaire et indices portés sur la carte

ESPAGNE

- 1 Sierra de Mijas
- 2 Campo de Dalías
- 3 Sierra de Gador
- 4 Campo de Níjar
- 5 Campo de Cartagène
- 6 Plana de Valencia
- 7 Delta de l'Ebro
- 8 Vandellós – Llaberia-Perelló
- 9 Garraf
- 10 Bais Llobregat
- 11 Empordà
- 12 Mallorcà

FRANCE

- 13 Roussillon
- 14 Camargue/Delta du Rhône
- 15 Nerthe
- 16 Massif des Calanques
- 17 Plaine d'Hyères
- 18 Plaine orientale de Corse

ITALIE

- 19 Côte Ligure
- 20 Delta du Pô
- 21 Plaine côtière de la Vénétie
- 22 Plaine côtière de Toscane
- 23 Piana Pontina
- 24 Monte Aurunci
- 25 Piana del Volturno
- 26 Somma-Vesuvio
- 27 Lattari
- 28 Piana des Salerne
- 29 Zone côtière du golfe de Policastro
- 30 Gargano
- 31 Murge (Puglia)
- 32 Salentine peninsula (Sicilia)
- 33 Monte di Palerme (Sicilia)
- 34 Etna (Sicilia)
- 35 Plateau de Raguse (Sicilia)
- 36 Zone côtière du Golfe de Catane (Sicilia)
- 37 Zone côtière de Sassari (Sardaigne)
- 38 Zone côtière du golfe de Orosei (Sardaigne)
- 39 Piana de Cagliari (Sardaigne)

MALTE

- 40 Mean sea level aquifer (Malta)

CROATIE

- 41 Istrie
- 42 Dimaric-Adriatic Karst Belt (A. Sarin 1984)
- 43 Archipel Dalmate

MONTENEGRO

44 Adriatic Belt (Jadranski Sistem Bora)

ALBANIE

45 Plaine côtière et basse vallées du Soman et du Vjose

46 Massif calcaire côtier de Vlore à la frontière grecque

GRECE

47 Zone côtière de Thesprotia – Preveza

48 Kefalonia (île de Céphalonie)

49 Helikon (Bordure N du Golfe de Corinthe)

50 Plaine d'Argos

51 Côte d'Arcadie

52 Tavgetos

53 Plaine côtière du Peloponèse Ouest

54 Fthiotis

55 Plaine côtière de l'Aliakmon – Axios

56 Plaine côtière de Thrace

57 Zone côtière d'Agios Nikolaos (Crète)

58 Zone côtière Sud de Lefkaori (Crète)

59 Zone côtière d'Agia Pelagia (Crète)

CHYPRE

60 Mesaoria W

61 Messaoria E

TURQUIE

62 Massif côtier d'Antalya

63 Zone côtière de Cilicie

64 Delta du Seyhan et du Ceyhan (Cucurova)

65 Zone côtière d'Antioche

66 Delta du Gediz

67 Delta du Buyuk Menderes

SYRIE

68 Massif côtier de Tartus

LIBAN

69 Massif côtier Nord de Beyrouth (Chekka...)

70 Massif côtier Sud de Beyrouth

ISRAEL ET GAZA

71 Aquifère de la plaine côtière

EGYPTE

72 Aquifère de la zone côtière du Nord Sinai

73 Delta du Nil

74 Aquifère de la zone côtière occidentale

LIBYE

75 Aquifère côtier du Jbel Akhdar

76 Aquifère de la zone côtière du Golfe de Syrte occidental

LIBYE TUNISIE

77 Bassin côtier multicouche de la Djeffara

TUNISIE

78 Aquifère côtier de Nefza

79 Aquifère côtier de la basse vallée de la Mejerdah – Ariana

80- Aquifères côtiers du Cap bon : Grombalia, Takelsa, El Haouaria, Hammamet Nabeul

83

84 Aquifère côtier du Sahel (Teboulba, Sousse-Meknine)

85 Aquifère côtier de Djebeniana

ALGERIE

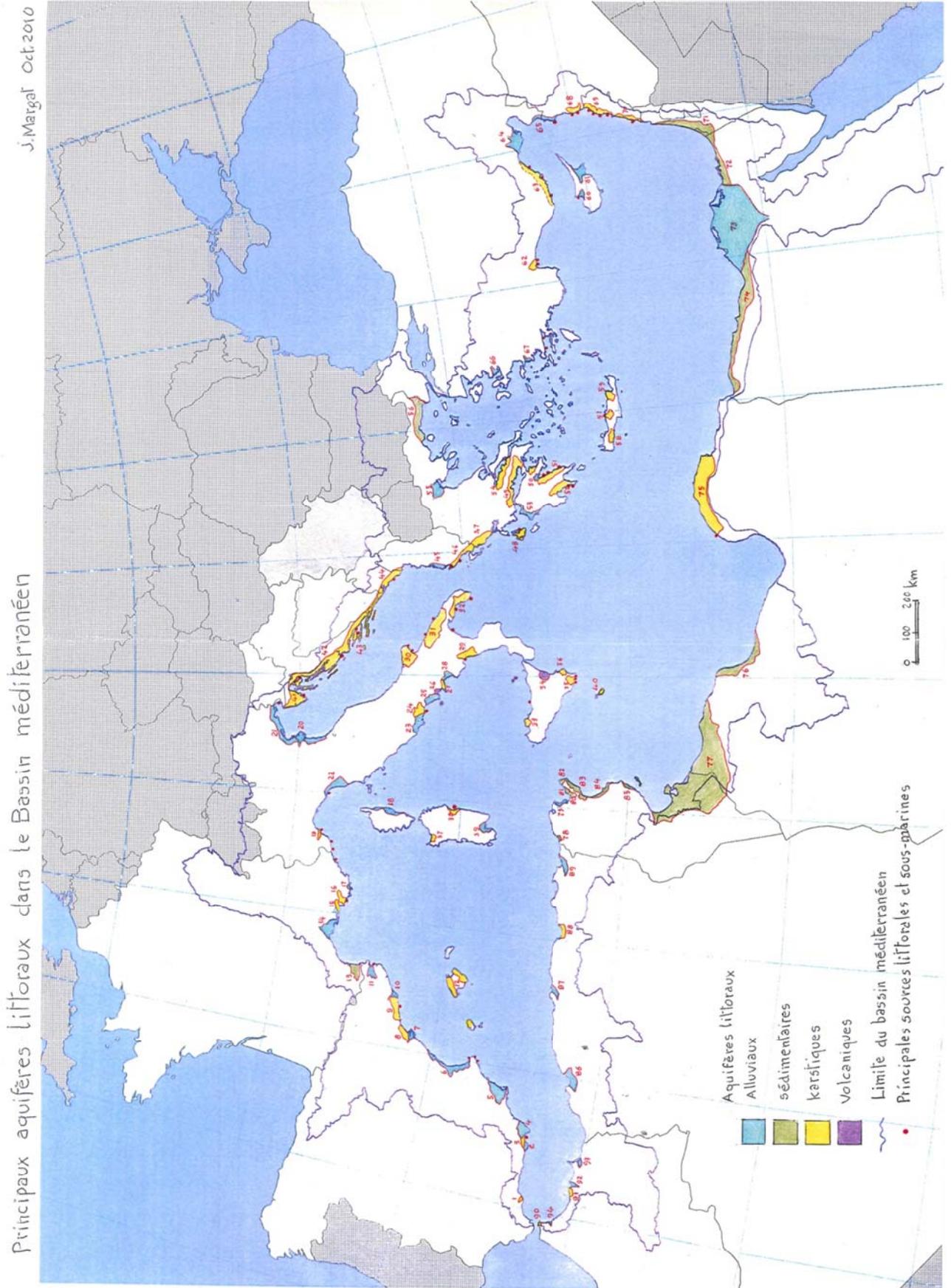
- 86 Plaine du Bas Cheliff
- 87 Mitidja côtière
- 88 Plaine côtière Bejaia
- 89 Plaine côtière d'Annaba

MAROC

- 90 Jbel Moussa
- 91 Bokkoyas (Massif côtier)
- 92 Plaine du Nekor
- 93 Plaine de Bou Areg
- 94 Plaine de Martil

Proposition de Plan de Fiche descriptive des aquifères littoraux pour un inventaire méditerranéen

- Dénomination
- Situation : Pays, Région, Bassin hydrographique
- Dimensions : Superficie, longueur de littoral, puissance maximale
- Climat : précipitations et ETP moyennes annuelles
- Constitution et structure hydrogéologiques : composition lithologique et stratigraphique (coupe type), Type (monocouche, multicouche...) Liaisons avec eaux de surface, Conditions aux limites, Modèle conceptuel
- Dynamique du système aquifère : modes et ordres de grandeur de recharge et de décharge naturelles ; Flux écoulé à la mer (sources littorales et sous-marines ?), variabilité
- Hydrochimie et qualité de l'eau
- Evaluation de l'état des connaissances : nombre de points d'eau inventoriés, de sondages de reconnaissance. Suivi piézométrique, hydrochimique, cartographie hydrogéologique, échelle, Modélisation
- Vulnérabilité à des risques de pollution (de quelle sorte?)
- Liaison avec écosystème aquatique superficiel. Contrainte conservatoire en conséquence?
- Exploitation : historique et état actuel, prélèvements, utilisations, quels acteurs ? Tendances variations saisonnières (agriculture, tourisme...), état des connaissances?
- Diagnostic de surexploitation éventuelle? selon quels critères? constat d'invasion marine?
- Institutions et instruments de gestion présents ou projetés?
- Opérations de recharge artificielle éventuelles : procédé, origine de l'eau, réutilisation?
- Problèmes transfrontaliers éventuels?
- Importance relative dans l'économie de l'eau du pays
- Références de monographies.



Classification des aquifères karstiques côtiers

P. Fleury⁽¹⁾, N. Dörfliger⁽¹⁾, M. Bakalowicz⁽²⁾

(1) Brgm, (2) Université Montpellier

p.fleury@brgm.fr, n.dorfliger@brgm.fr, michel.bakalowicz@gmail.com

A l'issue d'une synthèse bibliographique réalisée sur les aquifères karstiques littoraux, ainsi que de l'étude du fonctionnement hydrologique réalisée sur plusieurs systèmes à exutoires côtiers ou sous-marins [12] [13], il ressort qu'une typologie des sources exutoires de tels systèmes peut être associée à une caractérisation des systèmes karstiques littoraux. Trois types de systèmes peuvent être distingués. Ils seront ainsi décrits, puis une typologie sera proposée. Enfin, les conséquences en matière de ressource en eau et d'exploitation des différents types seront présentées.

I. SYSTEMES A KARSTIFICATION PEU OU MAL DEVELOPPEE

Ces systèmes possèdent des exutoires situés actuellement sous le niveau de la mer ; ils se sont mis en place lors des périodes de bas niveaux marins. Contrairement aux karsts méditerranéens messiniens, ces aquifères se sont développés alors que le potentiel de karstification était plus limité (durée courte, variations bathymétriques beaucoup plus faibles). Il en résulte des conduits de faibles dimensions peu organisés, en réseaux karstiques mal développés. Les écoulements se font alors au travers d'un réseau de fissures élargies, parfois recouvertes de sédiments détritiques donnant une impression de sorties diffuses. Les écoulements sont en général réduits. Le fait que le réseau karstique soit mal développé, donc sous-dimensionné, permet une mise en charge suffisante de l'aquifère, ce qui empêche ou au moins limite l'intrusion d'eau de mer. Les sources des Fontaines d'Yport sur la côte normande (Bassompierre et Roux, 1968) sont les exutoires de tels systèmes.

Par sa configuration, la source de la Mortola en Italie [14] semble également appartenir à ce type de système. En effet, les écoulements à la source s'effectuent à travers une fissure élargie et non par un conduit bien individualisé. L'étude du karst de la Mortola a également révélé que la karstification actuelle était relativement limitée, malgré le fait que cet aquifère soit passé par des phases de karstification importantes.

II. SYSTEMES A KARSTIFICATION BIEN DEVELOPPEE SOUS LE NIVEAU DE LA MER ET OUVERTS SUR LA MER

Ces systèmes karstiques se sont développés lors des périodes de bas niveaux marins. A l'échelle planétaire, ces chutes du niveau marin sont essentiellement liées aux périodes glaciaires, qui restent limitées dans le temps (quelques dizaines de milliers d'années) avec une amplitude de l'ordre de la centaine de mètre. Sur un plan plus local, il faut rappeler l'incidence de la crise du Messinien qui a affecté uniquement la Méditerranée ; elle s'est traduite par une chute du niveau marin de 1500 m pendant une période de 500 000 ans, avec des conditions climatiques favorables à la karstification.

C'est pourquoi des réseaux karstiques profonds, bien développés et étagés ont été mis en évidence sur tout le pourtour de la Méditerranée, alors qu'il n'en existe comparativement que très peu sur les autres côtes du globe. D'après l'étude bibliographique, ainsi que notre propre expérience, les sources littorales suivantes sont toutes associées à des systèmes karstiques bien développés :

Moraig-Toix (Espagne) [15],

Chekka (Liban) [11]

Port-Miou (France) [20] [6],

Ain-Zayanah (Libye) [19],

Source de Blaz (Croatie) [5],

Almyros d'Héraklion (Grèce) [1] [2],

Céphalonie (Grèce) [10],

Fontestramar (France) [7],

Les exutoires sont caractérisés par des conduits de dimensions importantes (plusieurs m² de section). Les réseaux peuvent être très profonds. Par exemple, le système Moraig - Toix a été reconnu jusqu'à la profondeur de -70 m ; la source profonde de Chekka s'écoule par -165 m, le conduit de Port-Miou a été reconnu jusqu'à -175 m, à Ain-Zayanah un conduit a été observé jusqu'à -80 m. La profondeur de contamination du conduit débouchant à la source de l'Almyros d'Héraklion par l'eau de mer a été évaluée à -500 m. Ces conduits profonds se trouvent ainsi en relation directe avec le milieu marin à l'exception de l'Almyros d'Héraklion où la contamination ne semble pas [1] [2] être liée à l'arrivée d'eau par un conduit, mais plutôt à une contamination par l'eau salée contenue dans la matrice poreuse entourant ce conduit.

Les réseaux de conduits de ces systèmes sont dimensionnés par rapport aux écoulements de crue et sont par conséquent sur-dimensionnés lors de l'étiage. Durant les basses eaux, la charge hydraulique dans l'aquifère est faible, de sorte que l'eau de mer pénètre par les conduits les plus profonds. Ce phénomène est clairement observé sur les sources étagées de Chekka. En étiage, seules les sources situées dans la zone des 30 m s'écoulent, l'eau étant saumâtre (la salinité en octobre 2004 était d'environ 22 g/l aux sources de Chekka), alors que les conduits profonds sont des points d'entrée d'eau de mer. En période de crue, l'ensemble des conduits profonds s'active et l'eau s'écoulant des différentes sources est relativement douce.

La source de Fontestramar, située au nord de Perpignan dans le département des Pyrénées Orientales, est l'exutoire principal du massif karstique des Corbières orientales. Ce dernier est constitué du karst d'Opoul et du synclinal du Bas-Agry, qui couvrent une superficie d'environ 200 km². Il s'agit d'un karst binaire alimenté en proportion significative (entre 40 et 50 %) par des pertes de l'Agly (fleuve côtier). Ces pertes sont situées à environ 20 km à l'amont hydraulique de la source de Fontestramar. Les débits évoluent entre 1 m³/s et plus de 15 m³/s. Comme à l'Almyros d'Héraklion, la conductivité électrique est inversement proportionnelle au débit. En étiage, elle est de l'ordre de 7 mS/cm (soit 3 g/l), elle est inférieure à 2 mS/cm en crue (moins de 1 g/l). La salinité de la source est liée à la présence de l'étang côtier de Salses Leucate, la part d'eau de l'étang entrant dans le système représente entre 5 et 10 % de la recharge du système. L'exploration du karst noyé de Fontestramar a atteint la côte de -164 m NGF, le conduit continuerait en profondeur le long d'une pente assez raide. Par ailleurs Les analyses géochimiques (géothermomètre de la silice) indiquent que le réservoir est profond de plus de 400 mètres, les eaux semblent alors être stockées dans les réseaux karstiques développés le plus en profondeur [18].

Un forage de reconnaissance profond de 500 m a été réalisé en 2009 [16] à environ 8 km en amont de la source de Fontestramar, selon l'axe de drainage identifié entre la zone de perte et la source. L'objectif était de recouper le réseau de drainage profond en amont de la zone d'intrusion saline. Le forage a ainsi recoupé un drain secondaire d'environ 20 cm de diamètre à 420 m de profondeur. L'interprétation des essais de pompage réalisés révèle que ce conduit est un drain secondaire, le drain principal étant localisé à faible distance (quelques centaines de mètres), le débit transitant est évalué à plusieurs centaines de m³/h. Les analyses chimiques révèlent que l'eau est de bonne qualité, la zone noyée sur ce secteur est exempte de contamination. Les prospections doivent se poursuivre avec en 2012 une amélioration des capacités de production l'ouvrage existant (acidification, réalésage éventuel), la réalisation d'un nouveau forage à proximité est également en projet.

Le développement du réseau de conduit recoupé à 420 m est à mettre en relation avec la crise messinienne de salinité. Enfin, l'analyse des courbes de récession de la source a révélé que le coefficient de tarissement est faible et le volume dynamique est très grand, indiquant que le système de Fontestramar possède une importante zone noyée. Le volume entrant est égal au volume sortant, il est d'environ 100.10⁶ m³, le

Le volume des réserves est évalué à $25 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Les temps d'infiltration relativement courts (35 jours) et les vitesses moyennes d'infiltration relativement élevées indiquent que ce système présente une karstification importante dans sa partie supérieure.

Le système de Fontestramar est marqué par une karstification profonde et bien développée qui doit être mise en relation avec la crise du Messinien. Il existe entre l'aquifère karstique et l'étang littoral de Salse-Leucate des connexions responsables d'une intrusion d'eau salée au cours des étiages. Le système de Fontestramar appartient bien au second type de notre classification.

Ainsi les sources littorales et sous-marines des systèmes karstiques fonctionnels sont caractérisées par un débit moyen important soumis à une forte variabilité saisonnière, donc à de forts débits lors des crues, avec une eau plus douce en crue et saumâtre en étiage.

III. SYSTEMES A KARSTIFICATION BIEN DEVELOPPEE SOUS LE NIVEAU MARIN, MAIS PARTIELLEMENT OU TOTALEMENT ISOLES DE LA MER

Certaines conditions géologiques font que les conduits bien développés en profondeur deviennent finalement inactifs, par suite d'un colmatage interne ou de la mise en place d'une couverture imperméable lors de la sédimentation marine, après remontée du niveau de base.

Le système karstique de Thau appartient probablement à ce type. La source sous-marine de la Vise dans l'étang marin côtier est l'un des exutoires de ce système [17]. Compte tenu des nombreuses manifestations karstiques du bassin d'alimentation (morphologie de surface typique, sources terrestres pérennes et saisonnières, grottes et gouffres atteignant la zone noyée, écoulements rapides prouvés par traçages passant sous le bassin miocène de Montbazin – Gigean), il est clair que ce système a été soumis à une importante karstification. Sa position sur la côte lui procure une situation en théorie favorable à la mise en place de réseaux profonds, lors de la crise messinienne notamment. Or la région littorale a été recouverte d'une épaisse formation imperméable pliocène et quaternaire. Le drainage karstique s'est développé à des profondeurs d'au moins 200 m sous le niveau marin actuel, sous les formations miocènes qui constituent le fond du bassin de Thau. Au niveau de la source de la Vise, l'épaisseur de la couverture miocène est au maximum de 30 m ; son érosion locale lors des émergences l'a amincie suffisamment pour que des écoulements se produisent maintenant que l'aquifère est en charge.

A Anavalos Kivéri en Grèce, il existe quatre sources côtières et sous-marines principales qui s'écoulent entre 0 et 7 m de profondeur. Leur salinité est relativement faible toute l'année, inférieure à 0,3 g/l pour la source côtière, la salinité évolue entre 0,3 et 2,5 g/l pour les sources sous-marines [3]. Les débits sont importants (le débit moyen total est supérieur à $10 \text{ m}^3/\text{s}$). Nous ne possédons aujourd'hui aucune information sur la géologie de la zone, mais il semble que, du fait de l'importance de leurs débits, ces sources soient les exutoires d'un système à karstification bien développée. Le fait que l'eau des sources soit très peu contaminée par l'eau de mer tend à montrer que s'il existe des conduits profonds, alors ils ne laissent pas pénétrer l'eau de mer. C'est pourquoi il nous semble que les sources d'Anavalos Kivéri ne sont pas reliées à un réseau de conduits profonds encore actifs hydrologiquement. Une analyse détaillée de la géologie de la zone pourrait apporter d'intéressantes informations et permettre de classer ou non ces sources dans le troisième type de notre classification.

La source de la Fontaine de Vaucluse est caractérisée par un conduit vertical de plus de 300 m soit plus de 220 m sous le niveau de la mer. Une vaste barrière étanche condamne les anciens drains profonds situés sous le niveau de la mer et sépare l'aquifère de la mer [21]. Pour le Lez, dans un rapport d'expert non publié destiné à la DDASS de l'Hérault, datant de 1979, Avias propose les limites des périmètres de protection du captage, en incluant les affleurements calcaires existant à l'aval de la source. Il justifie cette limite en se référant aux effets de la crise messinienne qui auraient certainement conduit au développement des conduits karstiques en direction de la mer, à l'aval de l'exutoire actuel. La karstification du système du Lez serait profonde, tout comme le système de Vaucluse. Ce système serait également protégé par une barrière étanche, constituée par l'importante sédimentation plio-quaternaire tout au long du littoral dans cette région.

IV. SYNTHÈSE DES SYSTÈMES KARSTIQUES LITTORAUX ET TYPOLOGIE DES SOURCES SOUS-MARINES

Pour résumer, les sources sous-marines et littorales sont les exutoires de trois types principaux de systèmes karstiques littoraux.

Ce sont d'abord les sources issues de systèmes à karstification peu développée, proches plutôt des aquifères fissurés. Les systèmes possèdent de fortes pertes de charge, en particulier au niveau des exutoires qui apparaissent plutôt dispersés. Ils sont peu étendus et leurs réserves restent limitées comparées à celles d'un karst bien développé. Les débits aux exutoires sont relativement faibles ; l'eau peut rester douce toute l'année.

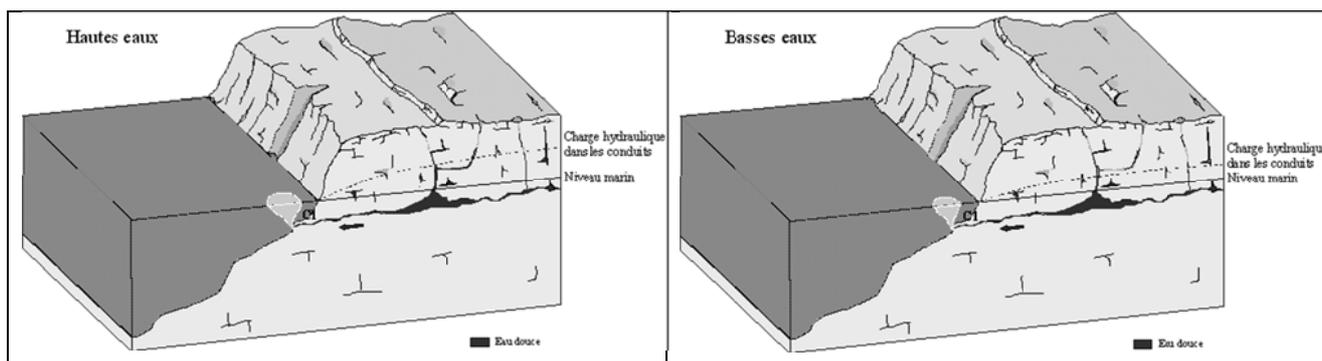


Figure 2. Type 1 : aquifère littoral à karstification peu développée et exutoires dispersés et réduits (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas).

Le deuxième type regroupe les systèmes à karstification bien développée, souvent organisée en réseaux étagés sur des niveaux multiples avec des puits de jonction profonds. La karstification peut être très développée sous le niveau de base actuel. Les conduits sont sur-dimensionnés par rapport aux écoulements d'étiage ; de ce fait, les pertes de charge sont faibles au niveau des exutoires. Ces systèmes sont étendus et possèdent des réserves importantes. Leurs sources sont caractérisées par des débits moyens élevés, à forte variabilité saisonnière ; la salinité de l'eau, souvent faible en crue, est généralement élevée lors des étiages.

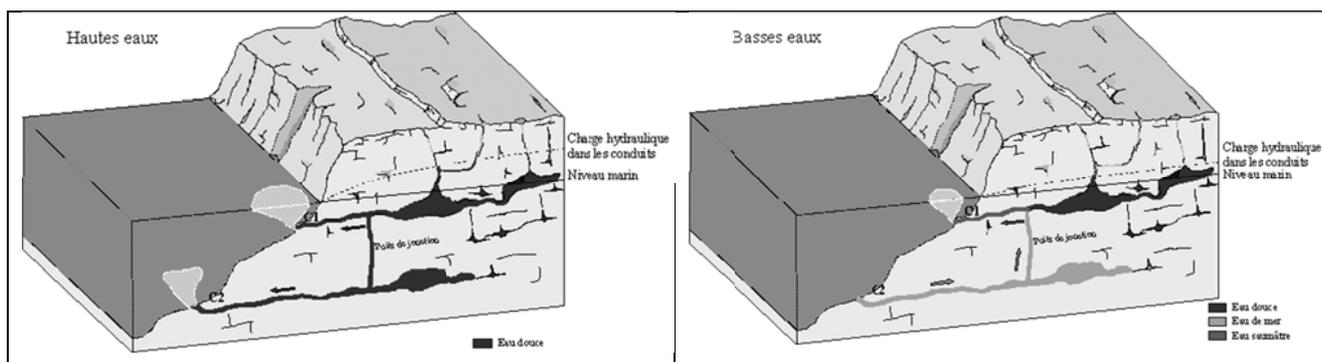


Figure 3. Type 2 : aquifère littoral à karstification bien développée et à conduits bien ouverts sur le milieu marin (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas).

Enfin, le dernier type concerne les systèmes bien karstifiés, polyphasés également, mais préservés de la contamination par l'eau de mer grâce à des colmatages ou des dispositifs géologiques particuliers. Les pertes de charge au niveau des exutoires marins d'origine karstiques sont très élevées. Les réserves sont importantes, les débits sont variables et l'eau reste douce au cours du cycle hydrologique.

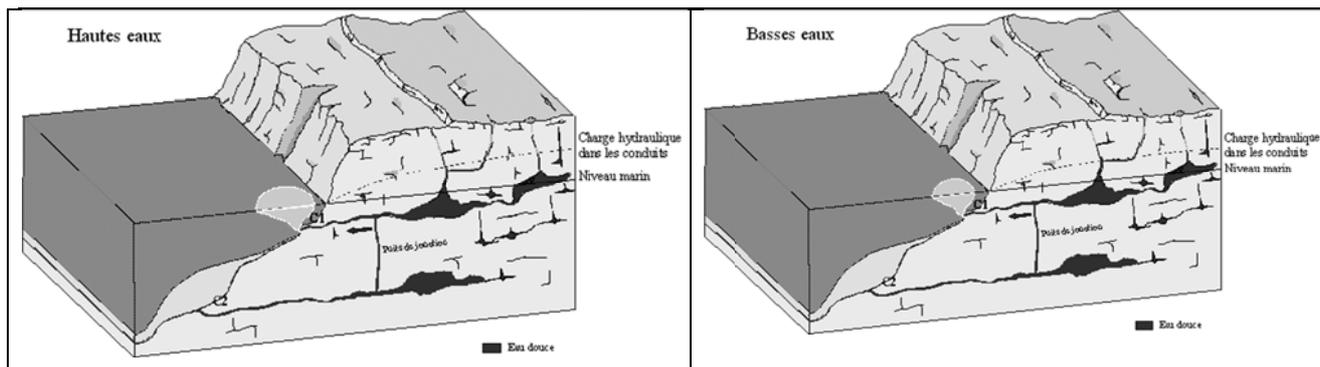


Figure 4. Type 3 : aquifère littoral à karstification bien développée ayant évolué vers des conditions d'isolement du milieu marin (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas).

Ce schéma caractérise les systèmes où les exutoires sous-marins ont été conservés (système de Thau par exemple). Il n'est pas adapté aux systèmes isolés de la mer par des formations imperméables (par exemple le Lez ou Vaucluse). Voici un second schéma correspondant à ce cas, l'eau ressort plus haut que le niveau marin à une certaine distance de la mer.

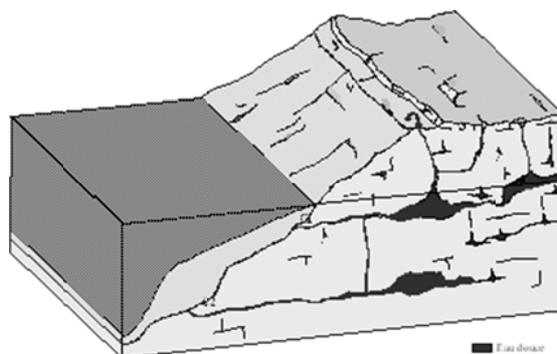


Figure 5. Type 3 : aquifère littoral à karstification bien développée complètement isolé du milieu marin.

V. Exploitation de la ressource

V.1. Captages en mer

En matière d'exploitation des ressources en eau littorales, émergeant en mer, le captage direct devrait être limité aux sources appartenant aux systèmes 1 et 3. Ce sont en effet les seules à avoir une faible salinité.

Les systèmes du premier groupe, généralement caractérisés par des faibles débits, donc à ressource limitée, ne présentent pas un grand intérêt. Leur mise en exploitation, nécessitant des investissements importants, ne permettra pas de mobiliser de grands volumes d'eau.

Le captage en mer des systèmes du troisième groupe présente un intérêt, l'exemple du barrage d'Anavalos Kivéri sera présenté par la suite.

V.2. Réalisation de dispositif de mise en charge

Le captage simple consistant à conduire l'eau en surface des sources sous-marines n'est pas adapté pour les sources appartenant aux systèmes de type 2, à cause de la forte salinité de l'eau. Ces sources au fort débit représentent pourtant une importante ressource en eau perdue pour les collectivités, cette eau ne pouvant être utilisée telle qu'elle.

Pour empêcher l'intrusion d'eau de mer, des mises en charge de l'aquifère ont été envisagées. Il s'agit de la réalisation de barrages ou la mise en place de dispositifs obturateurs, permettant les mises en charge dans l'aquifère. Ceux-ci pourraient être construits soit dans le conduit comme à Port-Miou, soit au niveau

de l'exutoire comme cela fut réalisé à l'Almyros d'Héraklion, soit directement en mer comme à Anavalos Kiveri.

Ainsi à Port-Miou les mises en charge (niveau de +3,66 m NGF atteint) rendues possible par le barrage étaient insuffisantes pour empêcher les intrusions d'eau de mer prenant place au niveau du conduit profond connecté à la mer (connexion karst - milieu marin à une profondeur supérieure à 175 m). En parallèle, lors de ces périodes de mise en charge, une partie du flux s'évacuait en mer au travers d'autres conduits, notamment au niveau de la source du Bestouan.

Concernant l'Almyros d'Héraklion, les mises en charge réalisées par le barrage au niveau de la source n'ont pas permis non plus d'interrompre les intrusions salines. La surcharge appliquée était insuffisante du fait de la profondeur importante de la zone d'intrusion saline.

Concernant le barrage en mer d'Anavalos Kiveri, il s'agit probablement d'une des réussites les plus spectaculaires de captage d'eau douce en mer. Ce captage fonctionne toujours. Construit entre 1969 et 1972, le barrage en béton de forme semi-elliptique de 150 m de long et 8 m au-dessus du fond de la mer, isole de la mer quatre sources principales situées très près de la côte, entre 0 et 7 mètres de profondeur. Leur débit total moyen est de 900 000 m³/j (10 m³/s). Avant la mise en place du barrage, la teneur en chlorure évoluait entre 172 et 1500 ppm selon les sources. Une légère mise en charge contrôlée et surveillée à l'intérieur du barrage (la cote de l'eau dans la retenue est 35 cm au-dessus du niveau de la mer) permet d'obtenir une teneur en chlorure inférieure à 500 ppm. Un système de vannes permet de respecter ce nouvel équilibre hydrodynamique entre les deux plans d'eau. Un pompage est effectué directement dans la retenue afin d'acheminer l'eau vers le réseau de distribution.

Des dispositifs obturateurs ont été observés sur les sources de Chekka au Liban, ces derniers consistant à boucher les conduits au niveau des conduits des différentes sources sous-marines. A priori ces dispositifs se sont révélés inadaptés et ont été expulsés probablement dès les premières crues. L'obturation des exutoires a conduit à des mises en charges fortes, aboutissant à l'expulsion des différents bouchons.

Il faut ainsi garder à l'esprit que ces ouvrages sont difficiles à réaliser, et que le dispositif final devra être choisi en s'appuyant sur des connaissances détaillées du système et de son fonctionnement. Les exemples de Port-Miou et de l'Almyros d'Héraklion doivent inciter à la prudence.

V.3. Forage à terre

Une autre démarche a ainsi été entreprise concernant ces karsts côtiers bien développés ouverts sur le milieu marin (type 2). Elle consiste à rechercher la ressource en amont des zones de contamination, grâce à la réalisation de forage à l'intérieure des terres. Ce type d'entreprise a été réalisé au niveau du système des Corbières. Un forage profond de 500 m a ainsi recoupé le réseau de conduit à 420 m, la ressource ne présente pas de problème de qualité en relation avec une éventuelle intrusion saline.

Enfin, les systèmes du troisième type semblent être les mieux adaptés pour une éventuelle exploitation, ils sont en effet caractérisés par de forts débits et une faible salinité même en étiage. Concernant les aquifères côtiers bien karstifiés en profondeur mais sous couverture sédimentaire importante, ils sont actuellement en cours de caractérisation sur plusieurs secteurs de la région Languedoc-Roussillon. Plusieurs projets de recherche visent ainsi à caractériser cette ressource. Une méthodologie basée sur la réinterprétation de profils sismiques permettant l'identification de zones aquifères favorable a ainsi été mise en place [9]. Dans ce cadre deux forages de reconnaissance de la ressource des aquifères karstiques sous couverture seront réalisés sur le secteur de Béziers en 2012 [8].

VI. CONCLUSION

L'étude du fonctionnement hydrologique et la synthèse bibliographique des aquifères karstiques côtiers a permis d'établir une typologie de ces systèmes selon 3 grands groupes à savoir :

- Type 1 : systèmes à karstification peu développée, ils sont caractérisés par des débits aux exutoires faibles ; une eau relativement douce toute l'année.
- Type 2 : systèmes à karstification bien développée, souvent organisée en réseaux étagés, ouvert en profondeur sur le milieu marin. Leurs sources sont caractérisées par des débits moyens élevés, à forte variabilité saisonnière ; la salinité de l'eau, souvent faible en crue, est généralement élevée lors des étiages.
- Type 3 : systèmes bien karstifiés, préservés de la contamination par l'eau de mer grâce à des colmatages ou des dispositifs géologiques particuliers. Les réserves sont importantes, les débits sont variables et l'eau reste douce au cours du cycle hydrologique

Ainsi, les conditions d'exploitations seront variables selon les systèmes. Les systèmes de type 1 associés à une faible ressource présentent peu d'intérêt. La ressource pourra être capté localement au niveau des exutoires. Pour les systèmes de type 2 les ressources sont importantes. La mise en place de dispositif de mise en charge dans le but d'éviter les intrusions de mer est difficile à mettre en place et présente des résultats peu encourageants, si bien que la prospection à terre de la ressource par forage paraît plus adaptée. Enfin pour le troisième type de système, l'utilisation de la ressource au niveau des exutoires est adaptée. Aussi, dans le cas d'aquifères sous couverture où les exutoires ne sont pas connus, la reconnaissance de la ressource par forage est préconisée.

Références bibliographiques :

- [1] Arfib B., 2001 - Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). Thèse, 337 p.
- [2] Arfib B., de Marsily G., 2004 - Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model, *Water Resour. Res.*, N°40, W11506, doi:10.1029/2004WR003147.
- [3] Argyriadis I., 2003. Une réalisation industrielle d'exploitation de résurgences sous-marines d'eau douce. *Géologues*, N°136, 42-46 pp.
- [4] Bassompierre P., Roux J.C., 1968 - Etude hydrogéologique des Fontaines d'Yport (Seine Maritime), BRGM, Mont Saint Aignan, 31 p.
- [5] Bonacci O., Roje-Bonnaci T., 1997 - Sea water intrusion in coastal karst springs : example of the Blaz Spring (Croatie). *Hydrological Sciences Journal*, N° 42, 89-100 pp.
- [6] Cavalera T., 2007 - Étude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère, Thèse, 403 p.
- [8] Coueffé R., Fleury P., Capar L., 2011 - Caractérisation géologique du secteur de l'agglomération de Béziers à partir de la réinterprétation des profils sismiques et définition de zones favorables pour l'implantation d'ouvrages de reconnaissance. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-60640-FR, 140 p.
- [7] Dörfliger N., Fleury P., Ladouche B., 2008. Inverse modelling approach to allogenic karst system characterisation. *Ground Water*. doi: 10.1111/j.1745-6584.2008.00517.x. 13 p.
- [9] Dorfliger N., Fleury P., Le Strat P., 2008 - Caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture. Rapport d'avancement. BRGM/RP-56375-FR.
- [10] Drogue C., 1989 - Continuous inflow of seawater and outflow of brackish water in the substratum of the karstic island of Cephalonia, Greece. *Journal of Hydrology*, N° 106: 147-153 pp.
- [11] El Hajj A, 2008 – L'aquifère carbonaté de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins. Caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnement, Thèse.
- [12] Fleury P., 2005 - Sources sous-marines et aquifères côtiers méditerranéens : fonctionnement et caractérisation, Thèse, 286 p.

- [13] Fleury P., Bakalowicz M., De Marsily G., 2007a – Submarine Springs and coastal aquifers : a review. Journal of Hydrology, N°339, 79-92 pp.
- [14] Fleury P., Bakalowicz M., Becker P., 2007b - Caractérisation du système karstique à exutoire sous-marin de la Mortola (Italie), CR Géosciences, N°339, 409-417 pp.
- [15] Fleury P., Bakalowicz M., de Marsily G., Cortes J.M., 2007c. Functioning of a coastal karstic system with a submarine outlet. Hydrogeology Journal, 11 p.
- [16] Fleury P., Ladouche B., Dewandel B., Dörfliger N., Le Strat P., Grunenwald G., Izac J-L., Cubizolles J. - 2009. Evaluation des ressources en eau souterraine des systèmes aquifères karstiques des Corbières. Phase III – Démonstration de la ressource. Rapport « final ». BRGM/RP-57612-FR, 148 p.
- [17] Ladouche B., Bakalowicz M., Courtois N., Doerfliger N., Pinault J.L., Chemin P., Anus S., 2001 - Etude du pourtour de l'étang de Thau, phase II. Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau. 2, RP-50787-FR, BRGM, 275 p.
- [18] Ladouche B., Dörfliger N., 2004 - Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales - Rapport final de la phase I du projet Évaluation des ressources en eau des Corbières. Volume 2 - Caractérisations géologique et hydrogéologique du système karstique du « synclinal du Bas-Agly » BRGM/RP-52919-FR. 198 p.
- [19] Potié L., 1974 - Résurgences sous-marines d'eau douce en Libye., rapport SEM, 23 p.
- [20] Potie, L., 1979. Ressources en eau des zones côtières. Syndicat de recherche de Port-Miou, Marseille, 4 p.
- [21] Puig J.M., 1987 - Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse, Thèse, 205 p.

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.

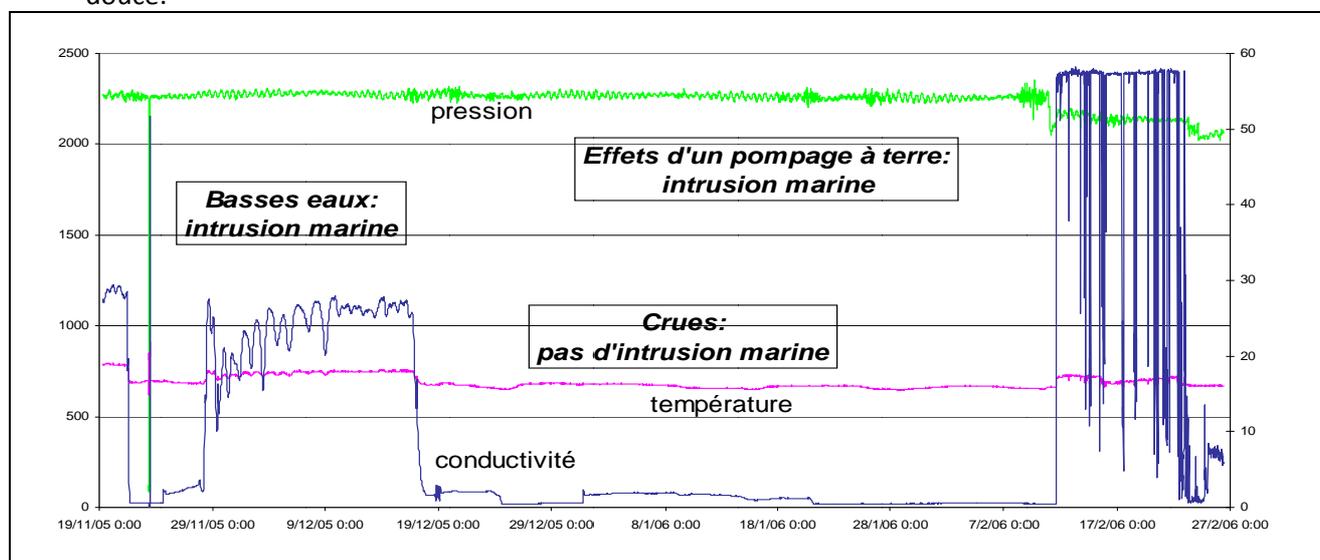


Figure 2 – Variations de charge, température et conductivité de l'eau de la source sous-marine S2 en basses eaux, crues et sous l'effet d'un pompage à terre.

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.

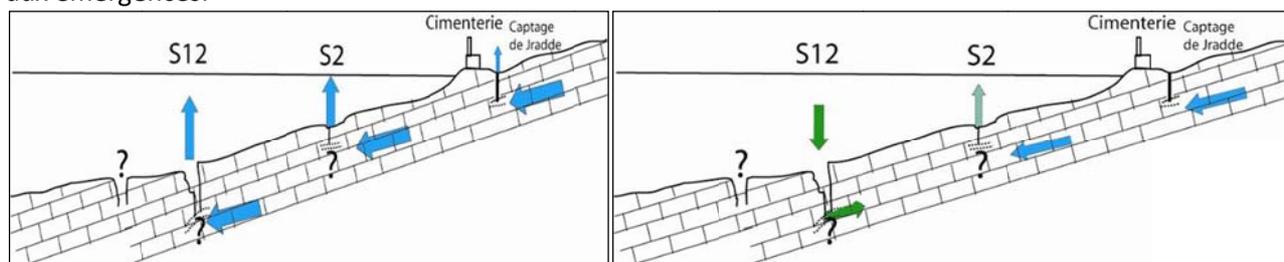


Figure 3 – Schéma montrant le fonctionnement des sources karstiques sous-marines de Chekka en crue (à gauche) et en basses eaux (à droite), avec intrusion marine en S12 et décharge d'eau saumâtre en S2.

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. *Hydrogeologia 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] Kareh 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.

II. CARACTERISTIQUES GEOMORPHOLOGIQUES DU KARST COTIER ET DU PLATEAU CONTINENTAL

La zone d'étude se situe sur la zone côtière de la Provence calcaire, à terre et en mer. A terre les formations géologiques appartiennent à la partie ouest de l'unité tectono-stratigraphique du Beausset (Floquet & Henuy, 2003). L'unité du Beausset est un synclinal de 650km² composé de terrains sédimentaires du Jurassique inférieur au Crétacé supérieur. Le réseau hydrologique est essentiellement drainé par le karst, seuls quelques cours d'eau mineurs, l'Huveaune, dont la source est karstique, le Gapeau, le Grand Vallat ou la Reppe traversent ou bordent la zone étudiée. Dans la partie ouest de cette unité, les sources de Port-Miou et de Bestouan à Cassis drainent un réseau karstique noyé pluri-kilométrique développé dans le calcaire urgonien fracturé et karstifié des côtes méditerranéennes françaises (Cavalera et al. 2006). Ces sources côtières sont soumises à une intrusion d'eau salée. Le réseau karstique de Port-Miou s'étend horizontalement sur environ 2000 m avec un diamètre moyen de 20 m et se termine par un conduit vertical exploré en spéléo-plongée jusqu'à -179m (plongée Xavier Méniscus) sous le niveau marin.

Au large des côtes, le plateau continental est relativement horizontal jusqu'à la pente profondément incisée par des canyons sous-marins, en particulier celui de Cassidaigne, le plus profond du Golfe du Lion qui incise le substrat rocheux sur plus de 1000 m au droit des sources karstiques de Cassis. Des côtes de la Nerthe au Cap Sicié, le plateau continental peut être divisé en trois grands domaines structuraux (Fig. 1) : A l'ouest, la dépression au sud du massif de la Nerthe est le prolongement en mer du bassin oligocène de Marseille. Les calcaires urgoniens des îles du Frioul et le massif côtier de Notre-Dame de la Garde le séparent en deux. Au sud des Calanques, la zone de Planier est limitée au NW par les îles de Riou et Maïre, au sud par le canyon de Planier et la pente continentale, et à l'Est par le canyon de Cassidaigne. Le domaine est s'étend du canyon de Cassidaigne au cap Sicié. Il correspond à l'extension en mer des chevauchements de Bandol et de Sicié (Ducrot, 1967; Froget, 1974).

III. DONNEES ET METHODE DE TRAVAIL

La base de données utilisée dans cette étude inclut des campagnes de sismique réflexion, des échantillons rocheux du fond marin et les affleurements côtiers (Fig. 1). Les données de sismique ont été acquises au cours de plusieurs campagnes sur le N/O TETHYS II : MARSOLIG (2008), MAST5913 (2007-2009), CASSEIS I (2009) et CASSEIS II (2011). L'acquisition couvre une bande de 25 km de large parallèle à la côte, de la Nerthe au Cap Sicié. Cette base de donnée est complétée par des lignes de sismique industrielle acquises par TOTAL (campagnes GL80 et RM84) et académiques par l'IFREMER (campagne MARION).

L'interprétation des profils sismiques a été réalisée avec le logiciel Kingdom Suite selon les principes de sismostratigraphie. La conversion temps profondeur a été réalisée selon la loi de vitesse donnée par Lofi et al. (2003) pour la couverture Plio-quadernaire du Golfe du Lion et validée par forages. Cette loi de vitesse permet de restaurer en profondeur la surface d'érosion messinienne (SEM) à partir des données de sismique. Nous portons ici notre attention sur la SEM, identifiée dans les zones marines voisines et aux unités sismostratigraphiques associées affectées par l'érosion ou remplissant la topographie au dessus. Une attention spéciale est accordée aux relations entre la SEM, les canyons sous-marins, et le réseau de drainage à terre, en particulier le réseau karstique.

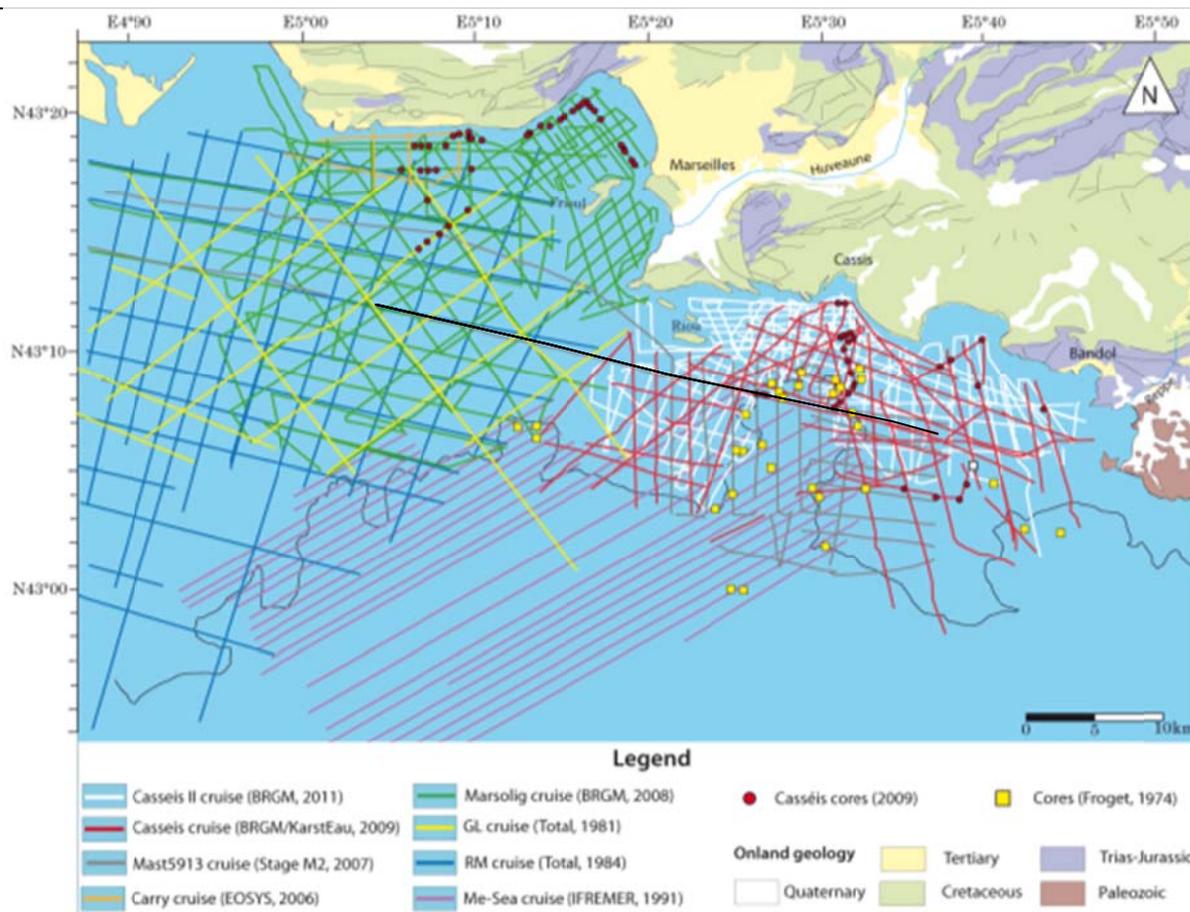


Figure 6: Carte géologique simplifiée à Terre et plan de position des lignes de sismique et de carottages offshore. En noir, localisation de la ligne sismique de la figure 2.

IV. RESULTATS: RESTITUTION DE LA SURFACE D'ÉROSION MESSINIENNE (SEM)

La restauration en profondeur de la SEM sur la bordure Est du Golfe du Lion, basée sur l'interprétation sismique et la conversion en profondeur de toute la base de données montre un large spectre de morphologies de la marge Provençale (Fig. 2 et 3). Dans le domaine le moins profond (-50 à -200m) près des côtes, la morphologie de la SEM correspond à une surface plane présentant un léger pendage (0.8 à 1.2%) vers le large. Cette surface recoupe les formations géologiques sous-jacentes (Fig. 2) et s'étend sur plus de 750 km² de la Nerthe au Cap Sicié. Dans cette zone, la SEM est entre 50 et 250 m de profondeur, indiquant que la topographie messinienne n'est pas affectée par les processus typiques d'érosion fluviale qui atteignent 1000 m dans le réseau de drainage du golfe du Lion (Forage d'exploration Mistral ; Lofi et al., 2003).

Au Sud de Cassis, cette surface plane est profondément incisée par un canyon messinien E-W qui montre une morphologie différente que l'actuel canyon de Cassidaigne. Ce dernier incise la marge de 200 à 1400 m de profondeur et se développe sur environ 20 km de long du bord du plateau continental situé à 8 km de la côte jusqu'au bassin. Il est orienté NNE-SSW dans sa partie amont, et NW-SE dans la partie aval. Les bords abrupts sont asymétriques et contrôlés par la lithologie de l'encaissant rocheux (Fig. 2 et 3). La morphologie du canyon peut être séparée en trois parties. La tête du canyon de Cassidaigne résulte de l'intersection de quatre vallées érosives majeures qui montrent des directions singulières. Le domaine intermédiaire est caractérisé par une plus forte incision, jusqu'à 1200m. Ensuite, le canyon atteint 1500 m de profondeur et se pinçe contre un haut bathymétrique orienté E-W avant de s'ouvrir vers le bassin distant de 7 km en direction du SE. L'originalité de la morphologie messinienne du plateau continental est la présence d'un canyon transverse, le canyon de Bandol, actuellement comblé par du remplissage sédimentaire, et connecté à Cassidaigne sur sa bordure Nord-Est. Ce canyon incise le plateau continental sur 20 km de long et une profondeur variant de 150 à 700 m, ce qui correspond à une pente de 2,75% en direction du canyon

de Cassidaigne. Une incision supplémentaire de moindre taille et de direction E-W est située entre la ligne de côte et la bordure Nord du canyon de Bandol. Un paléo-haut bathymétrique sépare ces deux incisions. L'interprétation sismique (Tassy et al., *in prep*) suggère que la vallée principale est localisée à la limite entre les phyllades du Cap Sicié et les roches sédimentaires des écailles de Bandol, et que cette vallée est interprétée : (1) comme un ancien graben oligocène, formé durant le rifting de l'océan liguro-provençal, et ré-incisé à posteriori par les cours d'eau messiniens, (2) comme un canyon messinien à part entière. La morphologie de la SEM est ainsi contrôlée par la nature des roches sub-affleurant: Dans le cas n°1, les roches sédimentaires postérieures au rifting, dominées par des carbonates modérément consolidés et du matériel détritique sont préférentiellement affectées par les processus d'érosion, alors que le matériel dur, comme le calcaire urgonien ou jurassique sera préservé sur des horsts marginaux, tandis que dans le cas n°2, le canyon messinien se développe le long d'un contact lithologique et structural entre les écailles de Bandol au nord et les phyllades au sud.

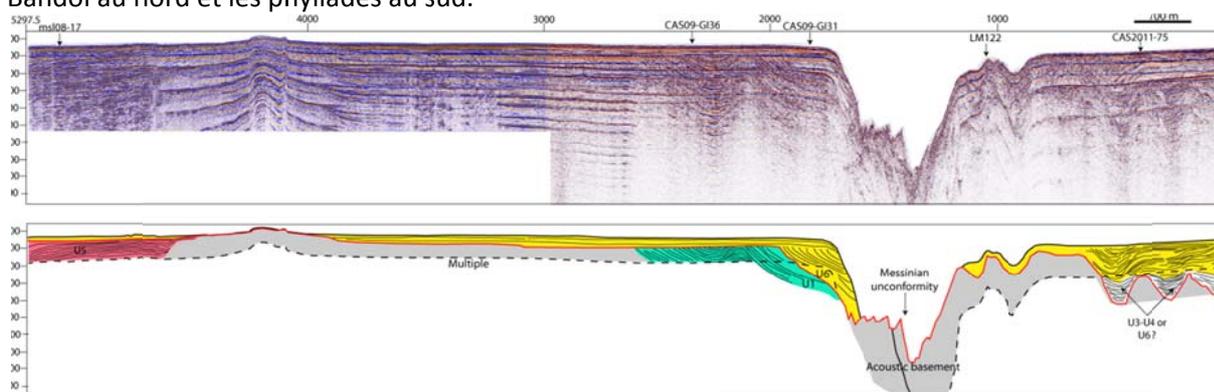


Figure 7: Profil sismique ouest-est et interprétation géologique du plateau continental provençal mettant en évidence la bathymétrie actuelle (en noir), la surface d'érosion messinienne (en rouge), le remplissage sédimentaire plio-quadernaire (en jaune), les marnes apto-albiennes (en vert), le miocène transgressif (en rose) et le socle acoustique (en gris). Le canyon de Cassidaigne est bien visible en bathymétrie tandis que le canyon de Bandol est comblé de sédiments.

V. DISCUSSION-CONCLUSION

La carte de la bathymétrie actuelle et la carte de la surface messinienne mettent en évidence plusieurs aspects morphologiques particuliers :

✓ La surface plane qui tronque les formations géologiques sous-jacentes correspond à une surface d'abrasion marine (« wave-cut platform ») comparable aux surfaces miocènes qui se trouvent à la Nerthe (Oudet, 2008), ou pour citer un exemple dans l'actuel, la surface plane au pied des falaises d'Étretat, formée par l'action des vagues et des micro-perforants sur les roches carbonatées. La surface d'abrasion du plateau continental provençal recoupe les formations miocènes les plus récentes, et se situe soit à la base (à l'ouest de Cassidaigne) soit au sommet (canyon de Bandol) de la formation Plio-Quaternaire (Fig. 2). Ces informations nous portent à interpréter cette surface comme témoignant de la dernière transgression marine au Quaternaire.

✓ L'absence d'incision messinienne au large de l'Huveaune, ni même de delta, mais la présence du canyon de Planier une quinzaine de km au large qui incise la bordure du plateau continental à la même côte bathymétrique (-200m) que le canyon de Cassidaigne. Le canyon de Cassidaigne n'est connecté à aucun système fluvial sur le continent, mais il est localisé au droit des sources karstiques de Port-Miou et Bestouan, tandis qu'une vallée E-W comblée de sédiments (canyon de Bandol) se raccorde à son flanc NE. Une hypothèse envisagée précédemment (Gilli, 2001 ; Audra et al, 2004) serait que la formation du canyon de Cassidaigne se soit initiée pendant la crise de salinité messinienne, par l'action érosive d'un cours d'eau alimenté par le réseau karstique de Port Miou. La tête du canyon actuel, ou un de ses lobes correspondrait alors à une reculée karstique, c'est-à-dire un cirque d'où sort une émergence. Lors de la remise en eau du bassin, le système serait bloqué par le haut niveau marin, provoquant l'activation de l'émergence actuelle

de Port Miou (Cavalera et al, 2006). Nous pourrions envisager ce même modèle pour le dispositif Huveaune-canyon de Planier ou Huveaune-canyon de Cassidaigne, avec un soutirage de l'Huveaune dans le karst au Messinien et une résurgence au canyon de Planier ou de Cassidaigne, en fonction du circuit de drainage karstique utilisé. Pour que cette hypothèse soit valable, il faudrait qu'un réseau karstique se soit développé en continu depuis la côte actuelle jusqu'à la tête des canyons. La cartographie géologique détaillée du plateau continental entre le littoral des Calanques et le canyon de Cassidaigne (Tassy et al., 2010 ; Tassy et al., *in prep.*) met en évidence la continuité en mer des grands systèmes de failles des calanques de Marseille (Failles de Luminy, de Sugiton, accident de Riou) de direction NW-SE qui structurent en horsts et grabens le plateau continental, avec des rejets de plusieurs centaines de mètres. Ces formations géologiques présentent des faciès calcaires ou dolomitiques poreux ou karstifiés, juxtaposés à des faciès plus argileux (Berriasien supérieur du Massif de Pujet), ou aux marnes apto-albiennes, comparables aux formations affleurant dans le massif des Calanques. Les conséquences de la présence de cette unité stratigraphique nouvellement avérée sont : 1) la juxtaposition marnes-carbonates mettant en contact des formations perméables à des écrans argileux peut occasionner une barrière hydraulique entre les sources de Cassis et Cassidaigne 2) L'instabilité aérienne ou sous marine des terrains est favorisée par la présence de ces marnes et coïncide avec le versant ouest du canyon actuel, 3) la complexité de l'architecture stratigraphique et structurale de ce secteur, associée à la variabilité probable sur les propriétés réelles hydrauliques des marnes apto-albiennes n'aurait aucun effet de barrière à la circulation hydraulique entre Port-Miou et le canyon. Cependant, la tête du canyon de Cassidaigne est incisée au contact des marnes aptiennes et du chevauchement de Bandol. Les marnes y ont une épaisseur réduite et l'Urgonien affleure à l'extrémité nord de la bordure du canyon, au contact des marnes. S'il devait y avoir une résurgence karstique, elle se trouverait certainement dans un dispositif semblable.

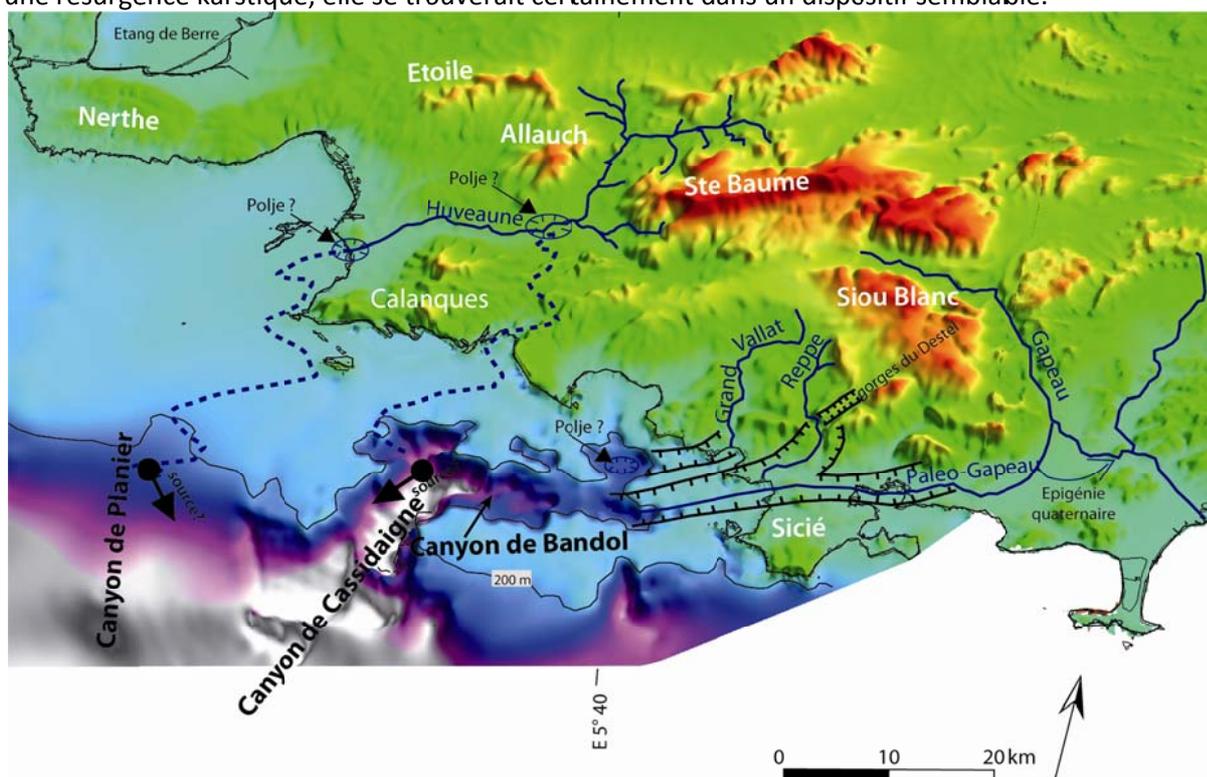


Figure 3 –MNT terre-mer de la surface d'érosion messinienne sur la marge provençale, obtenu d'après les données de l'IGN à Terre, et nos données de sismique réflexion en mer. Les cours d'eau actuels et messiniens sont représentés en traits pleins. Les hypothèses de circulations karstiques messiniennes sont représentées en pointillés.

✓ L'amont du canyon de Cassidaigne montre une forte composante E-W au Messinien. Ces incisions semblent se raccorder à Terre à deux petits cours d'eau côtiers actuels, le Grand Vallat qui draine la vallée du Castellet à Bandol, et la Reppe à Sanary qui incise l'urgonien des gorges d'Ollioules et prend sa source peu en amont, à Ste Anne d'Evenos. Ces cours d'eau dont la taille et le débit sont relativement modestes ne

suffisent pas à eux seuls pour expliquer l'origine de la profonde incision de Cassidaigne mais sont vraisemblablement en lien avec sa branche E-W. L'hypothèse que nous avançons est que l'incision du canyon de Bandol est contrôlée en majeure partie par le paléo-Gapeau messinien (Fig. 3). En effet, le Gapeau est un fleuve côtier qui draine les massifs de la Ste Baume et de Siou Blanc, en périphérie nord et est de l'unité du Beausset. Actuellement il rejoint la mer une vingtaine de kilomètres à l'est de notre zone d'étude, dans la commune d'Hyères. Cependant des auteurs (Journot, 1948 ; Blanc *in Notice de la carte géologique de Toulon au 1/50000*) ont montré que son cours aval a été capturé vers Hyères au Würm récent, et qu'il s'écoulait auparavant par la plaine de la Garde, où il a construit son cône de déjection. Le Paléo-Gapeau messinien devient alors un candidat sérieux, qui associé aux cours de la Reppe et du Grand Vallat suffisent à expliquer l'incision du canyon de Bandol. La surface plane du cap Sicié servait alors de zone de « bypass » pour le cours d'eau, un fond de canyon dont les flancs sont érodés, aplanis par la transgression marine pliocène. Au sud du canyon de Bandol, le plateau continental formait au messinien un bassin versant exondé formé des phyllades du cap Sicié sur environ 200km² qui devaient alimenter le canyon par un réseau d'affluents nord-sud.

Références bibliographiques :

- Audra P., Mocochain L., Camus H., Gilli E., Clauzon G., Bigot J.Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, 17, 6, p.27-38.
- Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., Suc, J.P., 2009. The Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 139–157
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian–Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1), 164–192.
- Cavallera T., Arfib B., & Gilli E., 2006. Ressource karstique côtière en méditerranée : les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan (Marseille - France). 8e coll. hydrogeol. en pays calcaire. Neuchâtel, 21-25 septembre 2006
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F. (Eds.), 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, vol. 27. 366 pp.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. geol. Fr.* 24, 597–610.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1251–1256.
- Ducrot J. 1967 Premières données sur la structure profonde du Banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches-du-Rhône). *C.R. Soc. Geol. Fr.*, 1967, 3, 80.
- Floquet, M. & Henny, J. (2003). Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In: Advances in natural and technological hazards research, submarine mass movements and their consequences. J. Locat & J. Mienert (eds.), Kluwer Academic Publishers Bookseries, vol. 19, p.417-424.
- Froget C., 1974. Essai sur la géologie du Précontinent de la Provence Occidentale, Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille. 219p.
- Gilli E., (2001) Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence. Proc. of: 7ème colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré. Besançon, 20-22 septembre 2001. Sciences et techniques de l'environnement, mém. H.S. 2: pp 157-160.
- Gorini, C., Le Marrec, A., Mauffret, A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. géol. Fr.* 164, 353–363.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, T., Guennoc, P., Le Strat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Pet. Geol.* 22, 695–712.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A. (2000). - Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France* 3: 67-97.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, vol.13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1203–1231.

-
- Jolivet, L., et al., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. France* 179 (6), 525–550.
- Journot C., 1948. Le couloirs périphérique des Maures – Etude morphologique. *Annales de Géographie*, 1948, vol.57, n306, pp109-118.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Ral., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652-655.
- Lofi, J., 2002. La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion, *These de Troisième Cycle*, University of Lille I, 285pp.
- Lofi J., M. Rabineau, C. Gorini, S. Berné, G. Clauzon, P. De Clarens, G.S. Moutain, W.B.F. Ryan, M.S. Steckler and C. Fouchet, 2003. Plio-Quaternary prograding clinofold wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis, *Marine Geology* 198 (3–4) (2003), pp. 289–317.
- Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M., 2005. Paleoenvironmental changes and erosional processes on the western Gulf of Lions during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217 (1–2), 1–30.
- Lofi, J., Berné, S., 2008. Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 25 (8), 804e817.
- Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y., Brunet P. (2006)- Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189, 219-233.
- Oudet J. (2008) "Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal: Apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée" Thèse univ Provence
- Tassy A., Fournier F., Borgomano J., Arfib B., Fournillon A. (2010) Seismic Imaging of the Provence Continental Plate : Outcrop-to-Marine Geophysics, *I-DUST 2010*, Apt-Rustrel (Provence).
- Tassy, Fournier, Munch, Borgomano, Thinon, Arfib, Begot, Beslier, Cornée, Fournillon, Gilli, Gorini, Guennoc, Léonide, Oudet, Paquet, Rabineau, Sage, Toullec. Evolution of Messinian submarine canyons: seismic geomorphology and stratigraphy of the Provence shelf (SE France). *En préparation*.

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 embâcles).

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].

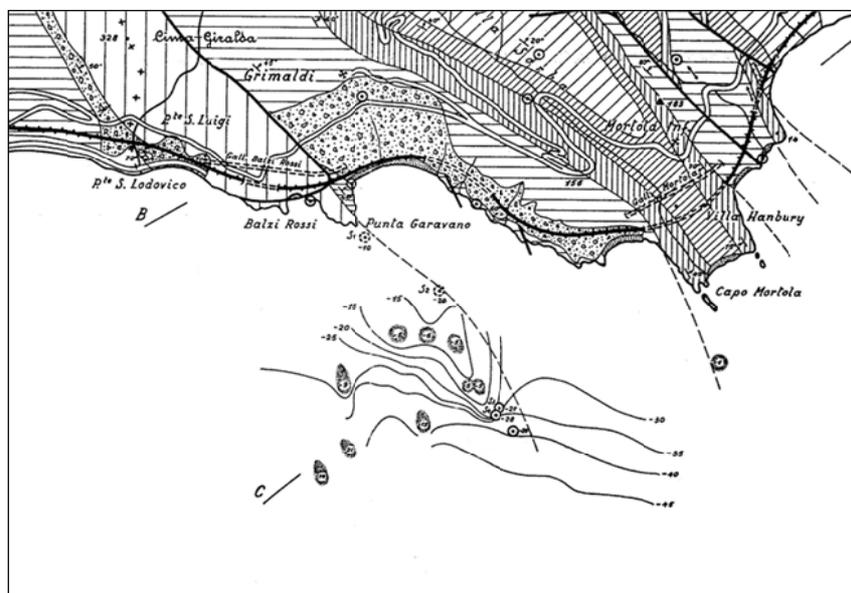


Figure 3 - Localisation de la source de la Mortola (Italie). Les griffons (S1 à S5) sont placés dans les calcaires jurassiques, à l'ouest de la limite avec le Crétacé imperméable (pointillés).

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.

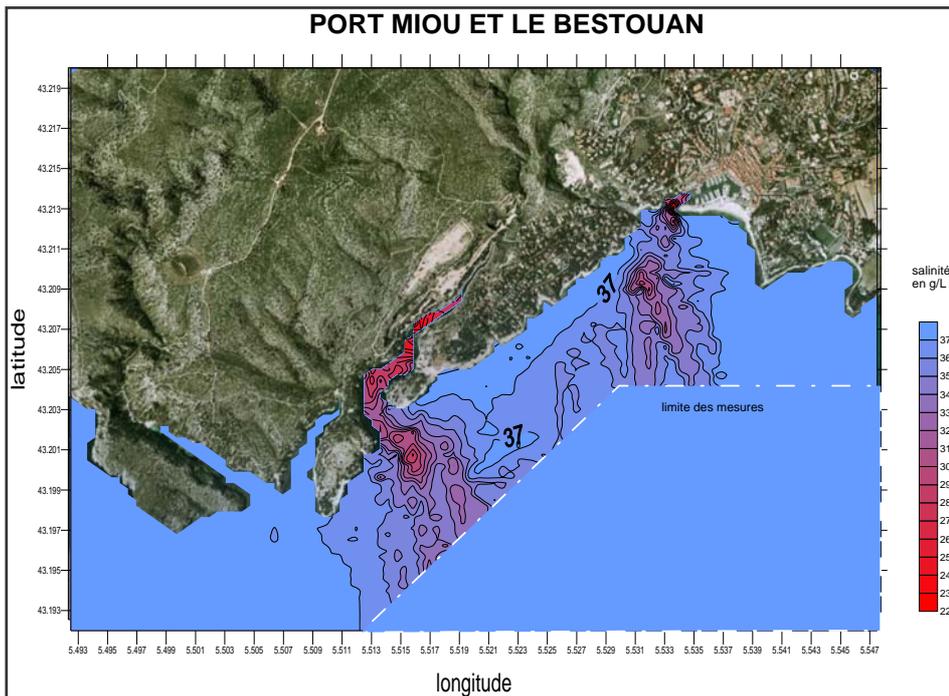


Figure 4 - Salinité de surface entre Cassis et Port Pin. Seuls les griffons de Port Miou et du Bestouan sont perceptibles. Entre les deux sources, le calcaire est imperméable.

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.

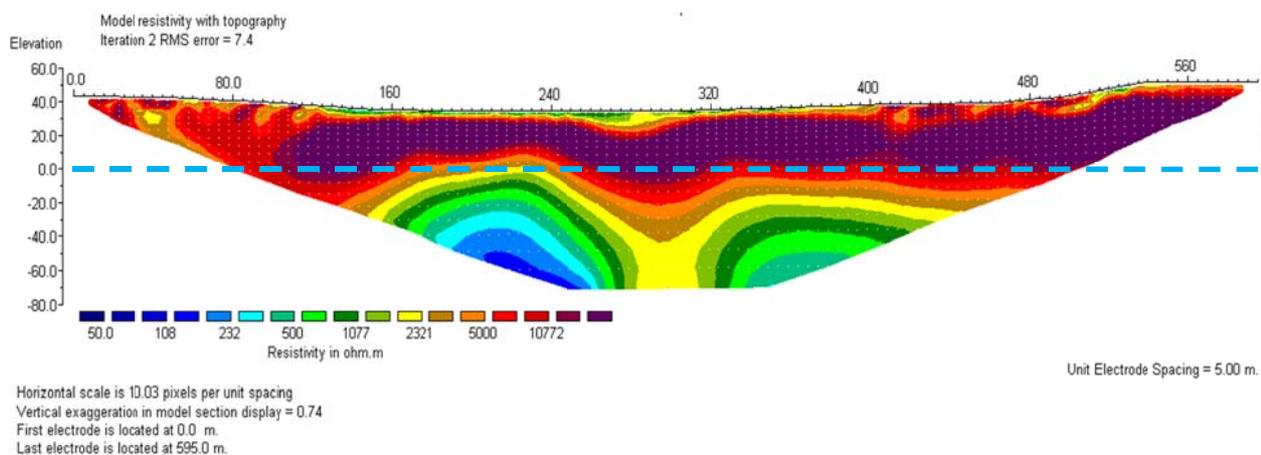


Figure 5 – Tomographie électrique parallèle à la cote dans le secteur de Solvay (d'après [14]).

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.

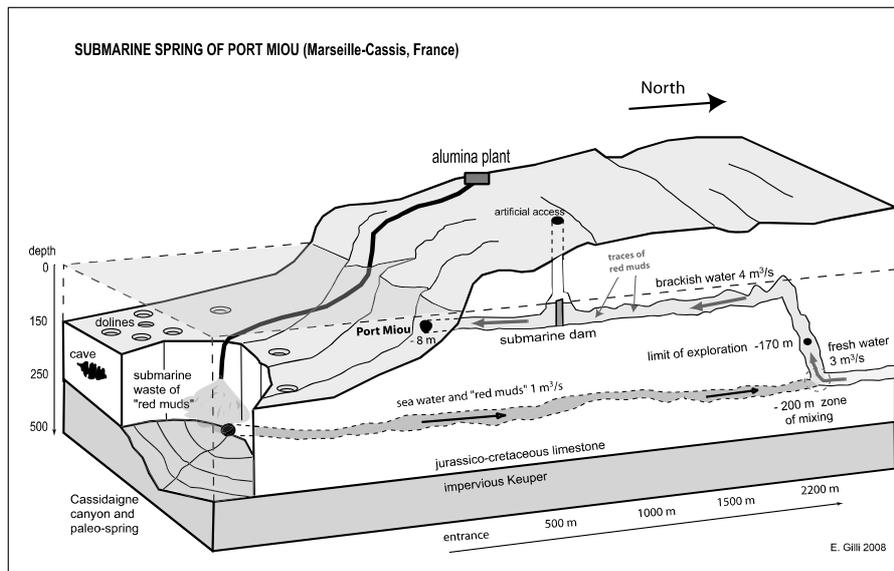


Figure 2 – Modèle d'aspiration d'eau de mer et de contaminants d'origine anthropique par un paléodrain messinien à Port Miou (d'après [17]).

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).

Simulation of the complex karstic hydrogeological system of Zakros-Crete using the finite element code FEFLOW

K.P. Kavouri, G. P. Karatzas

Department of Environmental Engineering

Technical University of Crete, Polytechnioupolis 73100 Chania, email : karatzas@mred.tuc.gr

Data scarcity combined with spatial heterogeneity of hydraulic parameters are two of the most important issues that engineers face when applying distributed flow models to karstic systems. In the present study the possibility of applying such a model on a typical Mediterranean karstic aquifer is examined and the importance of input information is discussed.

The site of interest is located at the eastern part of Crete and extends to an area of 227 km² mainly of nude limestone. As a result of tectonic action, the karstic terrain has been divided into two aquifer subsystems, one at the north part and one at the south. The northern subsystem is an open to the sea aquifer while the southern one is bounded by impervious formations. The proposed modeling approach is a combination of Equivalent Porous Continuum and Discrete Element flow. The finite element code FEFLOW, which allows for the integration of fractures in determined spaces of the matrix, is used for the development of the model. The flow in the matrix is considered darcian, while the Manning-Strickler or the Hagen-Poiseuille laws are applied within the fractures. The model concept is based on a 3D reservoir approach and the input data include the geological heterogeneities and a zonal recharge map developed in a GIS environment.

I. INTRODUCTION

Over the past decades groundwater modeling has been a very useful tool for developing water management schemas and dealing with environmental issues [1][2]. However, the application of distributed models on karstic systems is a rather delicate task, mainly because of data scarcity and the spatial heterogeneity of hydraulic parameters that these systems often present. An additional issue in karstic system modeling is the integration of the epikarst and the representation of its influence in groundwater recharge [3][4].

The possibility of applying a distributed flow model on a typical Mediterranean karstic aquifer is examined in the present study.

II. APPLICATION SITE

The area under study is the karst system of Chochlakies which constitutes the northern subsystem of the Zakros karst. It receives about 800 mm of rain annually over an area of 72 km² and borders the sea to the east. The aquifer body consists of a series of limestones and dolomites that overlies the impermeable formation of phyllites. Many karst features such as cavities, gorges and the palaeokarstic spring of Flegas are present in the southern part of the aquifer. The spring of Flegas is a temporal spring of high potential located at the gorge of Flegas. It is the outlet of a perched palaeokarstic system which drains a significant part of the upstream basin. The main outlet of the aquifer is a number of submarine springs at the Golf of Karoumes for which the discharge rate has not been estimated so far. Fifteen (15) wells have been recorded in the area; thirteen (13) of these pump water for irrigation purposes, one supplies water to the town of Palaikastro and one has no pumping infrastructure.

III. MODEL SETUP

The proposed modeling approach is a combination of Equivalent Porous Continuum and Discrete Element flow [3][5]. This approach expresses the duality of flow in karstic systems, by dividing the aquifer in matrix blocks and fractures. Flow within matrix blocks is assumed darcian, while within fractures channel or pipe flow is applied.

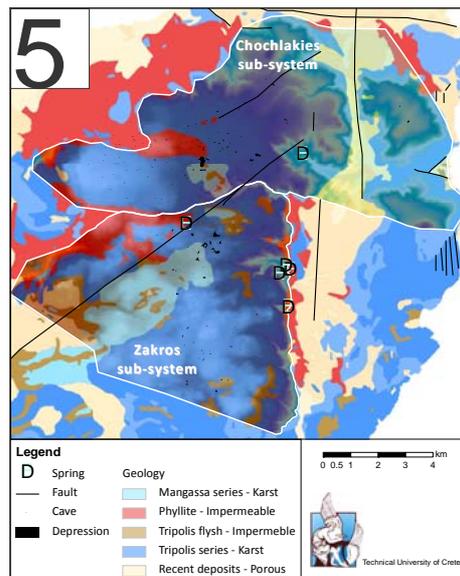


Figure 1 – Simplified hydrogeological map of the study area.

III.1. The FEFLOW code

FEFLOW (WASY) is a finite element code for groundwater modeling which allows fracture, channel and pipe flow in discrete features within the matrix [6]. Three different laws of fluid motion can be defined within the discrete features: Darcy's law, the Manning-Strickler law or the Hagen-Poiseuille law. The finite element mesh has also the advantage of incorporating the heterogeneities of the model domain. The aquifer domain of the study area was discretized using six (6) nodal triangular prism elements with 961080 mesh elements and 511980 mesh nodes. The vertical discretization includes 20 layers and 21 slices, in an effort to minimize numerical errors in the vertical direction. The top slice was defined as free and movable (water table), the elevation of the bottom slice was interpolated based on data from boreholes that reach the phyllitic basement, and for the rest of the slices, a decrement of 5 m was assigned.

III.2. Stress periods

The selected length of each stress period takes into consideration the response of the karstic system to precipitation events-infiltration and water table changes.

Thus, the hydrological year was divided into:

- A wet period with active infiltration (from October to April)
- A dry period with active infiltration (from May to June)
- A dry period where no infiltration occurs (from July to September).

The phase shift of two months after the wet period illustrates an enhanced retardation of the recharge due to water transport through the infiltration zone and the epikarst.

III.3. Recharge map

A recharge map is a graphical representation of the spatial distribution of effective infiltration. It differs from precipitation maps because precipitation is considered to be attributed homogeneously or within predefined topographic zones, while recharge also depends on the karstic geomorphology and the structure of the infiltration zone. Therefore, the construction of a recharge map could replace the modeling of the unsaturated zone.

In this application fractured zones, depressions and cavities are classified in fast infiltration areas and the rest in slow infiltration. Recharge rates are calculated separately for every zone and for each stress period.

By convention the recharge at the fast infiltration zones for the second stress period is zero. To the west border of the model domain a lateral influx was assigned following the same principle.

The particular case of the perched spring of Flegas was also integrated in the recharge map. At first the alimentation zone of the spring was estimated according to topography. Then, based on precipitation data and daily spring discharge records, the amount of water that reaches the subjacent aquifer was calculated. Borehole logs of the area around spring indicate the existence of a perched aquifer at the depth of 30 to 50 m. This perched aquifer regulates the recharge of the groundwater table. Therefore, the total volume of water that alimnts the aquifer at this area was attributed homogeneously at all three stress periods.

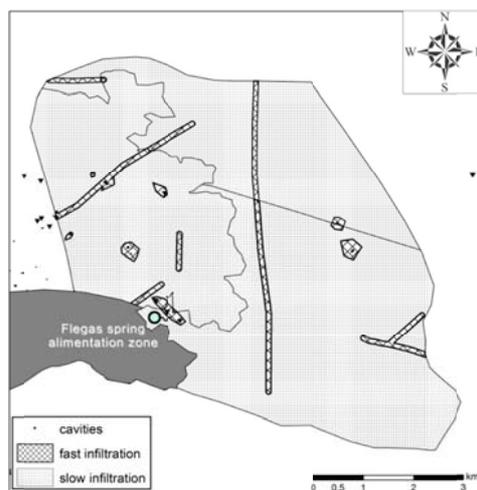


Figure 2 – Recharge map of the model domain

III.4. Boundary Conditions

A constant head Boundary Condition of 0 m was assigned along the sea border, while no flux Boundary Conditions were assigned at the north, north-east and south-west borders of the domain where the impermeable layer outcrops. To the west border of the model domain a lateral influx was assigned following the same principle that was used for the calculation of recharge.

III.5. Flow materials

Hydraulic conductivity range was estimated from pumping test curves and was attributed into zones presenting a difference of two orders of magnitude between highly fractured and moderately fractured zones. Storativity was also estimated from pumping test data and was attributed homogeneously.

III.6. Conduit flow

A straight discrete feature of 2 km of length and a cross section of 1 m² representing a karstic conduit was introduced at layer 20 connecting the gorge of Flegas to the sea. The law of Manning-Strickler was applied to describe the flow in the conduit [6].

IV. MODEL CALIBRATION

For the purposes of this study a detailed calibration of hydrologic parameters has not been attempted. The aim was to evaluate the influence of recharge distribution and reservoir geometry on model calibration. Measured, estimated and calibrated parameters that have been used for this application are presented in Table 1.

Parameter	Characteristics	
K_x, K_y, K_z	Elements - zonal	Estimated from pumping test data
Sc	Elements - globally	Estimated from pumping test data

<i>Initial heads</i>	Elements - globally	Known / Interpolated
<i>BC 1st type</i>	Nodes - border with the sea	Known
<i>BC 2nd type</i>	Nodes as lateral influx/outflux Zones as recharge	Estimated from geomorphology / Calibrated
<i>Wells</i>	Nodes	Known
<i>Conduit</i>	Discrete feature	Calibrated
<i>Reservoir geometry</i>	Layers elevation	Known/ Interpolated

Table 1 – Parameters of the model

V. SIMULATION RESULTS - DISCUSSION

The present application is an effort to simulate the flow in a karstic aquifer at regional scale. It has been observed from the very beginning of the calibration effort that the global trend of the aquifer was easily achieved.

The influence of recharge is more evident at the zone near the perched spring, as this area received the same recharge at all stress periods.

However, the present model is not capable of simulating the aquifer at a local scale, as very local heterogeneities of the distribution of initial heads were quickly normalized during the simulation.

Simulation results for the end of the first stress period are shown in Figure 3a and for the end of the third stress period in Figure 3b.

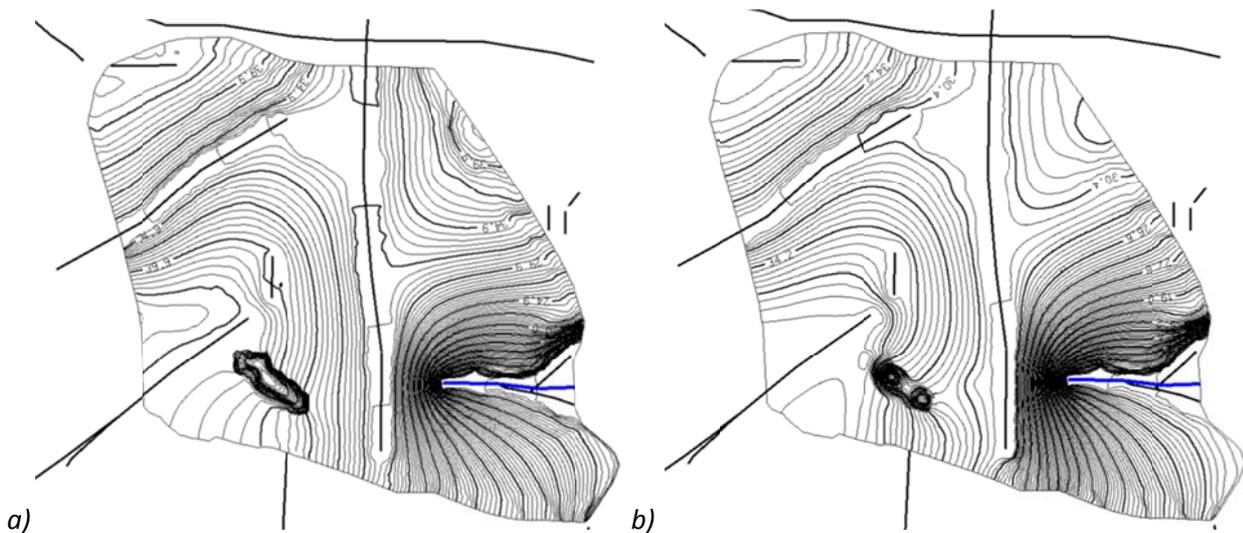


Figure 3 - Simulation results for a) the end of the first stress period and b) the end of the third stress period

References

- [1] Bakalowicz, M. 2005 - Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13, 148–60
- [2] Papadopoulou M.P., E.A. Varouchakis and G.P. Karatzas. 2009 - Simulation of Complex Aquifer Behavior using Numerical and Geostatistical Methodologies", *Desalination*, doi:10.1016/j.desal.2007.12.021, Vol. 237, pg. 42-53
- [3] Kiraly L. 1998 - Modeling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchatel* 16:77–98
- [4] Perrin J, Jeannin PY, Zwahlen F. 2003 - Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *J Hydrol* 279:106–124
- [5] Kiraly L. 2003 - Karstification and Groundwater Flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1 (3)*, www.speleogenesis.info, 26 pages
- [6] Diersch, H. J. 2002 - FEFLOW Reference Manual. www.wasy.de

SESSION 3
GESTION DES AQUIFERES LITTORAUX

Apport de la modélisation pour la gestion des prélèvements à la périphérie d'une zone humide côtière : application au Marais-Poitevin

Olivier Douez et Francis Bichot

BRGM – Service Géologique Régional Poitou-Charentes

o.douez@brgm.fr – f.bichot@brgm.fr

Le Marais-Poitevin, seconde zone humide de France située sur la façade Atlantique, est soumis à une forte pression par les prélèvements en eau souterraine, principalement pour l'irrigation, qui impactent significativement l'état hydraulique du Marais. Les périodes d'étiages sont problématiques et entraînent des conflits d'usage importants entre l'Alimentation en Eau Potable (AEP), l'irrigation, les associations pour la préservation des écosystèmes du Marais et les besoins en eau douce des activités du littoral comme la conchyliculture. Par ailleurs, sous le marais, l'existence d'eaux salées d'origine fossile conjuguée aux forts prélèvements des années 80-90 ont engendré un déplacement en période d'étiage du biseau salé dans certains secteurs [1].

Pour répondre à la question de la gestion de cette zone humide, et en particulier de la ressource souterraine en périphérie du Marais, le modèle hydrodynamique régional des formations jurassiques a été utilisé et développé plus précisément sur ce secteur. Cet outil est destiné :

- à mieux comprendre le fonctionnement de l'ensemble des formations aquifères du Jurassique et, en particulier, d'analyser les relations nappes/rivières.
- à contribuer à différentes problématiques sur la gestion des prélèvements : la disponibilité de la ressource en eau souterraine pour l'irrigation, l'impact hivernal du remplissage de projets de retenues, l'impact du réchauffement climatique et de la remontée prévisible du niveau marin.

Ainsi, différentes simulations ont permis d'apporter des éléments quant à la gestion des eaux souterraines [2], notamment par rapport aux objectifs piézométriques définis dans le SDAGE Loire-Bretagne.

Le développement de cet outil a été réalisé à l'aide des financements de la Région Poitou-Charentes, de la DREAL, des Agences de l'Eau Loire-Bretagne et Adour-Garonne et du BRGM.

I. DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE L'AIRE D'ETUDE

Les formations géologiques rencontrées sur l'aire d'étude sont les suivantes (figure 1) :

- Le socle qui présente une grande variété de roches granitiques et métamorphiques. Il renferme peu de ressources souterraines (nappes localisées au sein des altérites) et le ruissellement superficiel est nettement majoritaire par rapport à l'infiltration (forte densité du réseau hydrographique).
- Au-dessus du socle, les formations du Jurassique inférieur correspondant à l'aquifère de l'Infra-Toarcien sont composées principalement de faciès calcaires plus ou moins dolomités et gréseux. Cette nappe est captive sous les marnes du Toarcien.
- Au-dessus du Toarcien se superposent les calcaires karstifiés du Dogger. Le faciès réservoir est représenté par des calcaires oolithiques et dans une moindre mesure par des calcaires en plaquettes qui affleurent largement au nord et à l'est du Marais. Cet aquifère devient captif sous les formations marneuses de l'Oxfordien non altéré (Jurassique supérieur).
- En surface, les séries marno-calcaires altérées forment l'aquifère du Jurassique supérieur qui repose sur les calcaires marneux gris non altérés, appelés localement « banc-bleu », situé vers 20 à 30 mètres de profondeur. Cet aquifère, en général « libre », est en étroite relation avec les cours d'eau dans la partie méridionale du Marais.

- Au Quaternaire, la transgression marine « flandrienne » (-12 000 ans environ) sur le littoral charentais amène au comblement de l'ancien golfe des Pictons par des argiles fluvi-marines (« Bri ») qui constituent actuellement le Marais Poitevin.

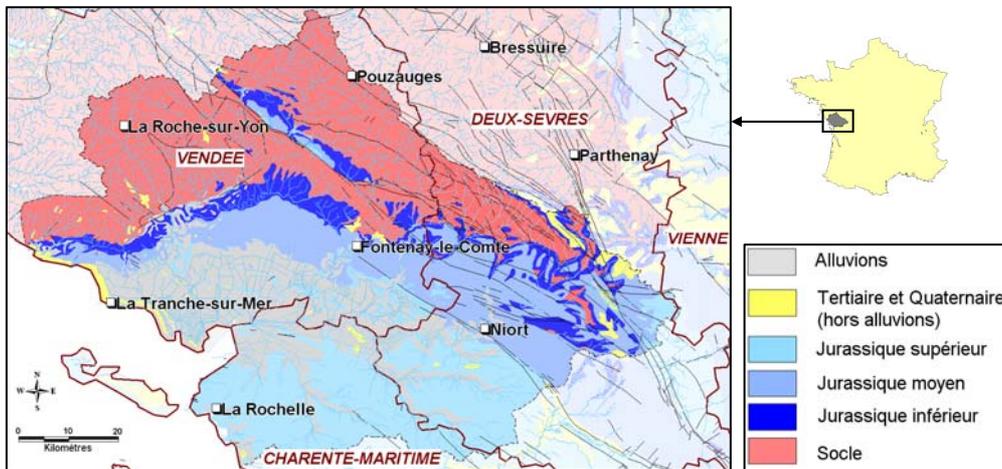


Figure 1 – situation géographique et géologie à l'affleurement

II. LE MODELE HYDRODYNAMIQUE

II. 1 Modèle géologique conceptuel, extension, discrétisation et conditions aux limites

Le code de calcul retenu dans le cadre de cette modélisation est MARTHE (Modélisation d'Aquifères par un maillage Rectangulaire en régime Transitoire pour le calcul Hydrodynamique des Ecoulements) développé par le BRGM [3].

Le modèle Marais-Poitevin est issu de l'adaptation du modèle régional Jurassique qui couvre une superficie de 19 280 km², dont 6 500 km² sur le secteur du Marais-Poitevin. Concernant le maillage, la trame du kilomètre carré a été retenue excepté en périphérie nord du marais où les mailles font 333 m de côté (gigogne) (figure 2).

Le modèle comporte 8 couches (de haut en bas) : Bri du Marais, Crétacé indifférencié et altérites tertiaires, Jurassique supérieur altéré (aquifère), Jurassique supérieur non altéré, Dogger (aquifère), Toarcien, Infra-Toarcien (aquifère) et le socle.

Des potentiels imposés ont été appliqués en « sortie » de modèle :

- Sur la limite ouest qui correspond au niveau imposé par l'Océan Atlantique. Cette limite se situe à quelques kilomètres de la ligne littorale dans l'Atlantique afin de réduire l'influence de ce potentiel constant sur la partie continentale du modèle hydrodynamique.
- Sur les bordures nord-est et sud-ouest du modèle régional, qui sont très éloignées des zones d'intérêt.

Les échanges nappes/rivières jouant un rôle important dans l'hydrodynamique régionale, les principaux cours d'eau ont été intégrés dans le modèle à l'aide du « module » de couplage nappe-rivière du logiciel MARTHE, soit environ 3 000 km de linéaire dont 1 230 km sur le secteur Marais (figure 2).

II. 2 Estimation de la recharge

La recharge des nappes est estimée par zones, au pas mensuel, à travers un bilan classique fournissant la pluie efficace, à partir des données de précipitations et de l'évapotranspiration sur 11 stations météorologiques, et des données de réserves utiles des sols. L'Indice de Développement et de Persistance des Réseaux [3] et [4], développé par le BRGM, a ensuite été utilisé pour évaluer le fractionnement de cette pluie efficace entre ruissellement et infiltration. Au final, 99 zones de recharge/ruissellement ont été intégrées sur l'ensemble de l'extension du modèle.

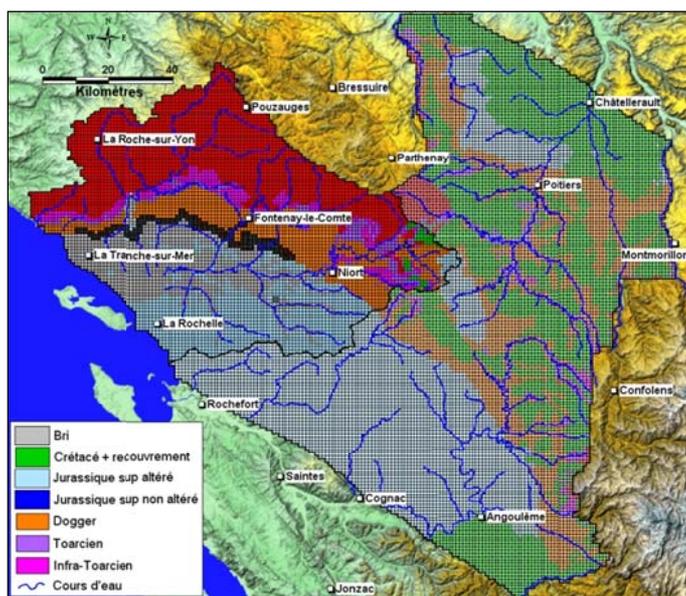


Figure 2 – extension du modèle et zone « spécifique » marais - maillage du modèle

II. 3 Les prélèvements – les lâchers de barrage

Sur le secteur marais, environ 1 850 forages (57 millions de m³/an en moyenne dans les années 2000) et 8,5 millions de m³/an de prélèvements de surface ont été intégrés au modèle avec un pas de temps mensuel à hebdomadaire. Ce résultat est issu d'un important travail de collecte et de croisement de nombreuses données (3 DDT, CG85, IIBSN, Agences de l'eau Loire-Bretagne, chambres d'agriculture, syndicats d'eau...).

Le réseau hydrographique est dans certains secteurs fortement « anthropisé » par de nombreuses retenues, notamment à l'amont des bassins versants sur les zones de socle ; certaines, importantes, sont utilisées pour le soutien d'étiage voire pour une utilisation pour l'AEP. Ainsi, les chroniques des lâchers des grandes réserves (7 au total dont 6 au nord du marais) ont été utilisées et injectées dans le modèle.

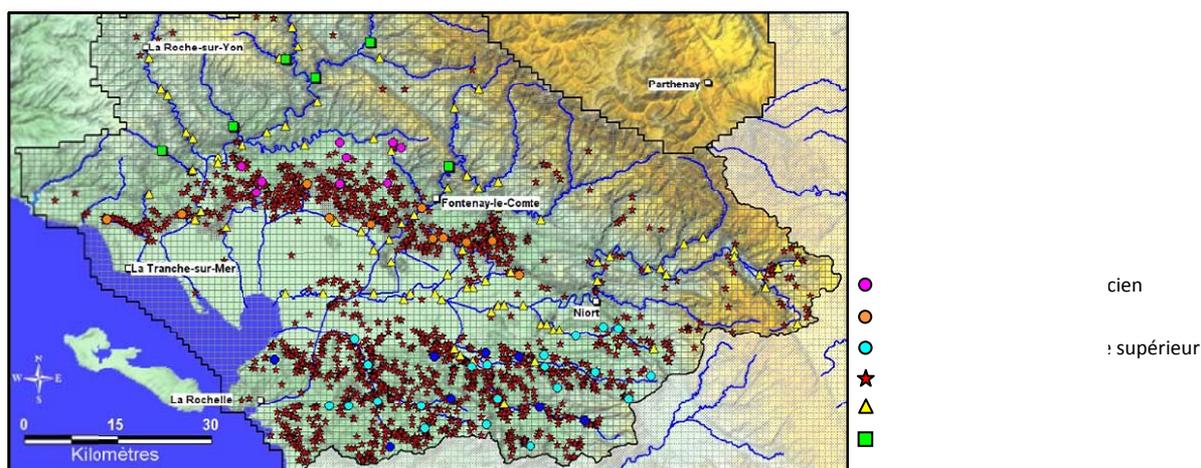


Figure 3 – prélèvements, lâchers de barrage et piézométries

II. 4 Calibration du modèle

Le calage a été réalisé sur la période 2000 à 2007 (période présentant l'intérêt d'être très contrastée d'un point de vue climatique), à un pas de temps mensuel excepté sur les mois de mai, juin, juillet et août où un

pas de temps hebdomadaire a été utilisé. Les niveaux piézométriques simulés par le modèle ont été comparés avec les niveaux observés sur 48 piézomètres (figure 3).

Quelques exemples de chroniques simulées confrontées aux chroniques observées sont présentés sur la figure 4. Sur les graphes des piézomètres, des niveaux définis dans le SDAGE ont été ajoutés : Piézométrie d'Objectif de début d'Étiage (jusqu'au 15 juin - POEd), Piézométrie d'Objectif de fin d'Étiage (POEf) et Piézométrie de Crise (PCR). Il est à noter que les objectifs de POEd et POEf devront être respectés 4 années sur 5.

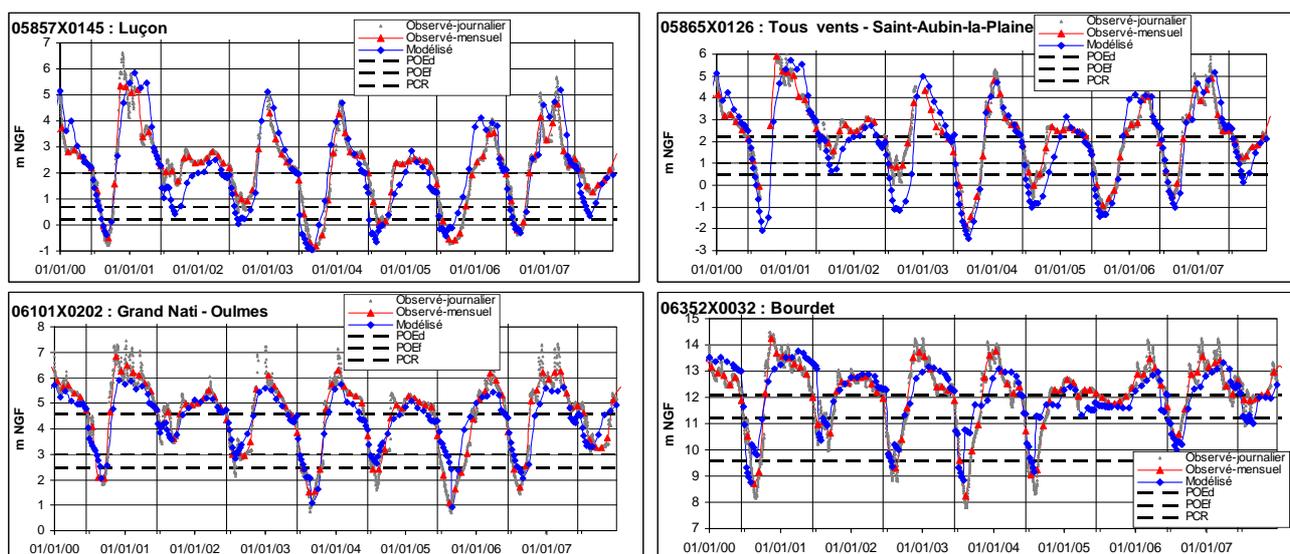


Figure 4 – comparaison des chroniques piézométriques observées/simulées

Les diagrammes de dispersion présentés sur la figure 5 montrent une bonne adéquation entre les niveaux simulés et les niveaux observés.

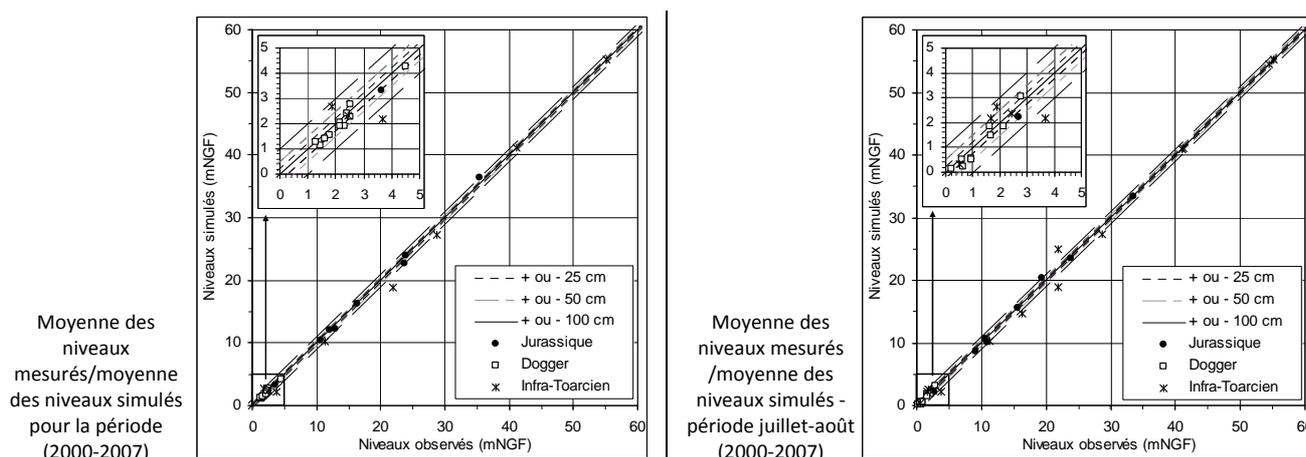


Figure 5 – diagrammes de dispersion

La figure 6 présente la restitution par le modèle des débits des cours d'eau comparés aux débits observés sur différentes stations de jaugeages de l'aire d'étude. Globalement, le modèle restitue correctement les débits observés.

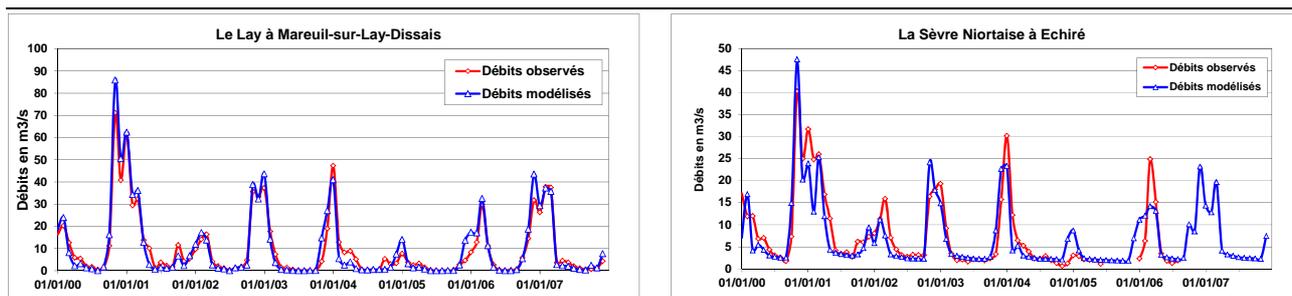


Figure 6 – comparaison des chroniques de débits observées/simulées

III. SIMULATIONS

Le modèle a été utilisé pour réaliser un certain nombre de scénarios d'exploitation des nappes. Les 8 années calées (2000-2007) avec les historiques de prélèvements reconstitués ont été utilisées comme trame de fond de ces simulations. Chacune de ces années présente en effet une typologie climatique spécifique allant d'années très humides (2001, 2007) à des années très sèches (2003, 2005).

Les résultats ont été analysés principalement par rapport aux objectifs de gestion (POEd et POEf devront être respectés 4 années sur 5), défini sur certaines piézométries.

Différents scénarios ont été simulés :

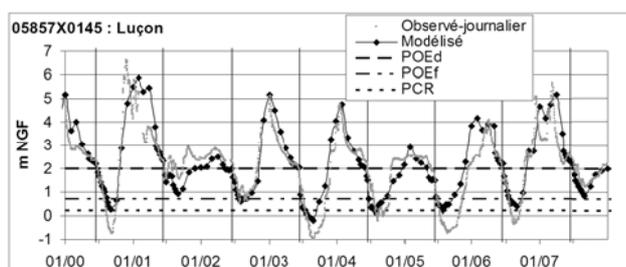
- Suppression et réduction des prélèvements agricoles sur la totalité des volumes annuels prélevés (de 25%, 50%, 75%). Suppression et réduction des prélèvements agricoles du printemps jusqu'au 15 juin de 30 %, 50 % avec maintien des prélèvements estivaux sur 2000-2007,
- prélèvement d'un volume d'eau constant d'une année sur l'autre en fonction des objectifs de réduction des prélèvements (volumes alloués par secteur) inscrits dans le SDAGE Loire-Bretagne et qui devront être effectifs au plus tard le 1^{er} janvier 2015,

III.1 Résultats des simulations de baisse de prélèvements

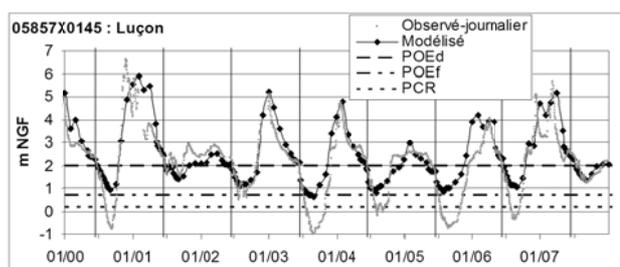
Les résultats sous forme de chroniques simulées sont présentés, pour quelques simulations, à partir de l'exemple du piézomètre de Luçon, sur les figures 7 et 8.

Les scénarios de réduction de prélèvements indiquent qu'avec une économie de 75%, les nappes du Dogger et du Jurassique supérieur resteraient à peu près en équilibre avec les eaux de surface.

En fonction des années, une réduction de 50 % voire de 30 % des prélèvements sur l'été permettraient de respecter les objectifs piézométriques d'été (POEf). Au printemps une réduction de 70 % à 80 % serait globalement nécessaire pour respecter les objectifs de POEd 4 années sur 5.



Réduction des prélèvements sur l'année de 25%



Réduction des prélèvements sur l'année de 50%

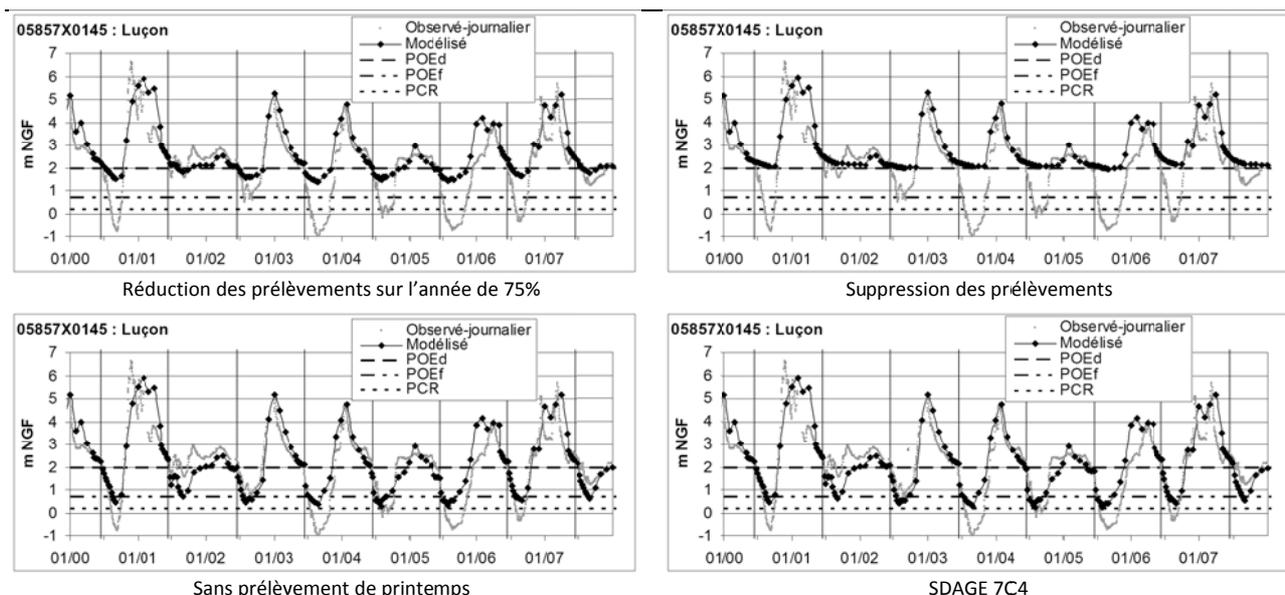


Figure 7 – résultats de différentes simulations

Dans la mesure où il n'existe pas de stations de mesures des débits à la périphérie du marais et pour évaluer l'impact des prélèvements agricoles sur le débit des cours d'eau, des stations fictives ont été intégrées dans le modèle. L'impact des prélèvements est estimé en comparant les résultats donnés par le calage avec la simulation de la suppression des prélèvements (figure 8).

Ainsi, au nord du Marais Poitevin, les prélèvements engendrent une baisse de débit des rivières de l'ordre de 100 l.s^{-1} par rapport à la simulation non influencée (sans prélèvement).

Au sud du Marais, la baisse de débits liée aux prélèvements est de l'ordre de 200 l.s^{-1} à 300 l.s^{-1} sur la période d'étiage. Pour certain cours d'eau l'impact des prélèvements peut-être équivalent au débit, ce qui veut dire que si les prélèvements en nappe et en rivière étaient supprimés, on devrait dans ce cas observer des débits doublés à l'entrée dans le Marais. Dans certains cas on pourrait conserver des écoulements dans les cours d'eau alors que l'on observe actuellement des assècs en année sèche.

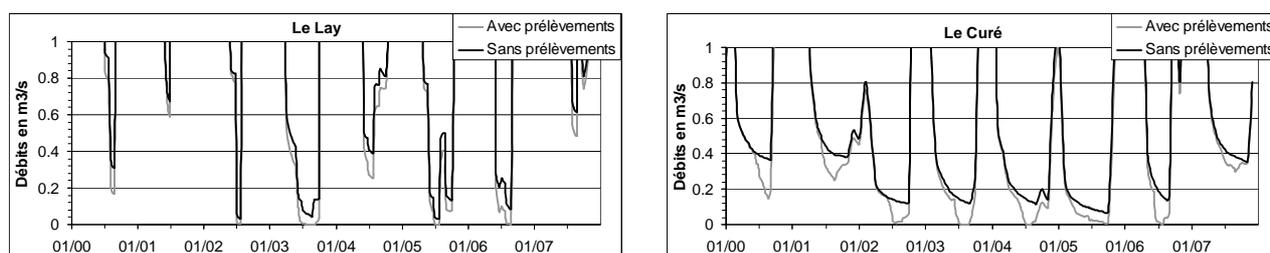


Figure 8 – débits simulés des cours d'eau à l'entrée du Marais Poitevin (sur des points fictifs) avec prélèvements (calage) et sans prélèvement

III.2 Simulations des projets de retenues de substitution et résultats

L'obligation inscrite dans le SDAGE de réaliser des économies importantes en matière de prélèvements conduit à la mise en place de projets de retenue qui ont été testés à l'aide du modèle.

Pour les périodes hivernales (périodes de remplissage fonction des projets) :

- U.G. (Unité de Gestion) avec projets de retenues définis : les volumes prélevés introduits dans le modèle correspondent à ceux donnés dans le projet et sont appliqués sur les forages servant au remplissage (répartition en fonction des débits de pompage) (figure 9).
- U.G. avec projets de retenues non précisément définis : les ordres de grandeur des projets possibles ont été donnés par le comité de pilotage pour chaque unité de gestion. Le volume à substituer a été réparti sur l'ensemble des forages de la zone de gestion en proportion des volumes réels prélevés.

Pour les périodes estivales :

- Pour les U.G. avec projets de retenues bien définis, les ouvrages de remplissage et les forages substitués (quand ils sont connus) ne sont plus sollicités au cours de cette période.
- Pour les autres projets, les volumes prélevés ont été plafonnés par les objectifs de prélèvements inscrits dans le SDAGE.

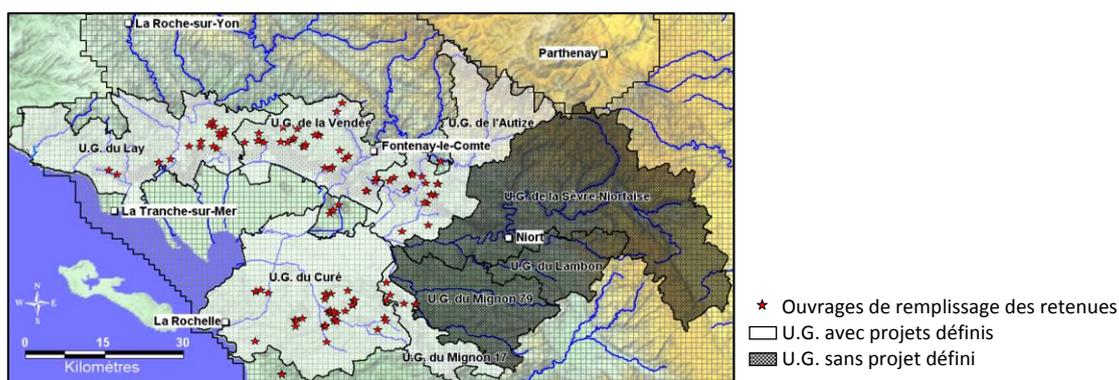


Figure 9 – ouvrages de remplissage des retenues de substitution et unités de gestion

En période de remplissage hivernale, la simulation montre un impact peu significatif sur les nappes (figure 10) comme sur les rivières, même dans le cas d'une recharge hivernale faible. En revanche, ces retenues de substitutions améliorent sensiblement la situation en été. C'est en particulier vrai là où les projets relativement finalisés ont été testés (Curé, Autise, Lay et Vendée) (figure 11).

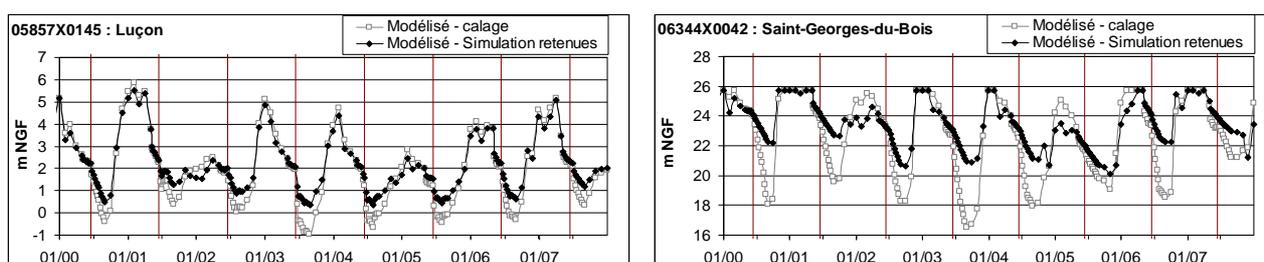


Figure 10 – impact de la mise en place des retenues sur le piézomètre de Luçon et St-Georges

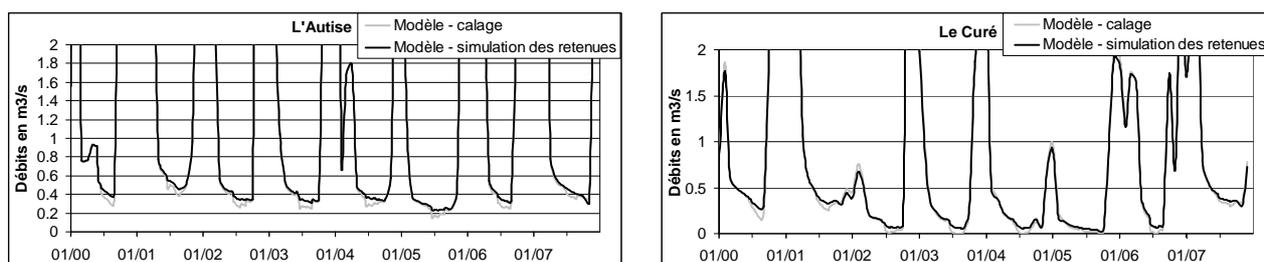


Figure 11 – impact de la mise en place des retenues sur les débits des cours d'eau à l'entrée du Marais (Autise au nord du Marais, Curé au sud)

IV. CONCLUSION

A travers les diverses simulations, le modèle a permis :

- d'analyser l'impact des prélèvements pour l'irrigation sur les eaux souterraines et sur les débits des cours d'eau. Il en découle des estimations de volumes prélevables de manière à respecter les objectifs inscrits dans le SDAGE Loire-Bretagne.
- de tester l'impact du remplissage de retenues de substitution en projets ou déjà existantes. En hiver cet impact est peu significatif, que ce soit sur les eaux souterraines comme sur les cours d'eau en période de remplissage (hiver) ; par ailleurs une amélioration est constatée sur la période estivale.

Ainsi, l'utilisation de ce modèle hydrodynamique qui intègre les principaux cours d'eau, apporte de nouvelles perspectives en ce qui concerne la gestion globale des eaux souterraines afin de satisfaire les besoins en eau des différents usagers.

Il est actuellement utilisé pour mieux orienter, d'un point de vue de la localisation des retenues et du calendrier des remplissages, les projets de retenues sur les bassins du Lay et de la Vendée.

Ce modèle a également servi à étudier les effets des changements climatiques à long terme sur la ressource en eaux souterraines (et de surface) avec l'intégration de scénarios météo issus des travaux du GIEC (Explore 2070) et en testant une remontée océanique.

Enfin, le modèle permet actuellement de quantifier les flux d'azote apportés au littoral (Vendée/Charente-Maritime).

Références bibliographiques :

- [1] Glénisson P. (1995) – Caractérisation du biseau salé dans la nappe du Dogger en bordure du Marais Poitevin (région de Luçon, Fontenay-le-Comte). *Thèse Université de Nantes, décembre 1995, .301 p, 18 ill., 69 ann.*
- [2] Douez O., Bichot F., Dequidt D., Dugrillon D., Putot E., Petit L., 2010 – Contribution à la gestion des prélèvements à la périphérie du Marais Poitevin par modélisation hydrodynamique. *BRGM/RP-58297-FR, 241 pp., 212 ill., 5 ann., 12 pl.*
- [3] THIERY D., 1990 – Logiciel MARTHE. Modélisation d'Aquifère par un maillage rectangulaire en régime transitoire pour un calcul hydrodynamique des écoulements - version 4.3. *Rapport BRGM R32210EAU 4S 90, 356 p.*
- [4] Putot E., Bichot F., 2007 – CPER 2000-2006 Phase 4 - Modèle Infra-Toarcien Dogger : calage du modèle hydrodynamique en régime transitoire. *Rapport BRGM/RP- 55742-FR, 94 p., 86 ill., 7 tab., 8 ann.*
- [5] Mardhel V., Gravier A., 2006 – Carte de vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Loire Bretagne. *BRGM/RP-54553-FR.*

Vers une gestion active des ressources en eau de l'aquifère alluvial du bas Gapeau (France)

Toward an active management of alluvial aquifer water resources in the low Gapeau (France)

**N. Amraoui⁽¹⁾, Y.M Lenindre⁽¹⁾ J Casanova⁽¹⁾, K Benard⁽²⁾, D. Thiery⁽¹⁾, M. Moulin⁽¹⁾ &
N. Rampnoux⁽²⁾.**

(1) BRGM ; (2) VEOLIA (VERI)

Résumé

A l'instar des aquifères littoraux du pourtour méditerranéen, la nappe alluviale du bas Gapeau (Sud de la France) connaît depuis plusieurs décennies une dégradation quantitative et qualitative liée à une augmentation chronique et saisonnière de la demande en eau, qui pourrait s'accroître sous l'effet des changements globaux et plus particulièrement des changements climatiques. La mise en place d'un suivi et d'une gestion active de la ressource en eau est nécessaire pour réduire le risque de progression de l'intrusion d'eau salée et subvenir aux besoins en eau croissants qu'impose le développement touristique de la région.

Dans ce contexte, et dans le cadre du programme de recherche «REGAL» entre le BRGM et VEOLIA, un modèle déterministe 3D d'écoulement et de transport de salinité dans la nappe alluviale du bas Gapeau a été développé en utilisant le logiciel MARTHE. Le développement de ce modèle a nécessité d'une part, l'élaboration d'un modèle géologique 3D pour prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des formations alluviales et d'autre part, l'identification des différentes sources de salinité dans le secteur d'étude.

Le modèle 3D de transport dans la nappe du bas Gapeau permet de simuler l'évolution des niveaux de la nappe, du débit des cours d'eau ainsi que l'intrusion d'eau marine. Il a été calibré et utilisé pour analyser l'efficacité de différentes actions (barrage anti-sel, scénarios de recharge artificielle) pouvant être envisagées pour limiter l'avancée de l'intrusion d'eau salée.

Summary

Since the last four decades, the coastal alluvial aquifer of the low Gapeau (Southern of France) has been subject to a quantitative and qualitative degradation related to a chronic and seasonal increase in water demand, which could be accentuated under the global changes effect and more particularly the climatic changes. The implementation of a monitoring and active management of water resources is crucial to reduce the risk of the salt water intrusion progression and to provide for the increasing need of potable water due to the tourist development of the area. In this context, and as part of the BRGM and VEOLIA Company joint research project "REGAL", a 3D determinist transport model of the low Gapeau alluvial aquifer has been developed using MARTHE Software. This transport model is based on the 3D geological model which takes into account the spatial heterogeneity of the alluvial formations. Moreover, the different sources of salinity present in the study area are considered.

The 3D transport model of the low Gapeau aquifer simulates the evolutions of groundwater levels, rivers discharge and sea water intrusion. The model was calibrated and used to test the effectiveness of various actions (anti-salt dam, artificial recharge scenarios) that could be considered to prevent the extension of saltwater intrusion.

Impact du changement climatique sur un aquifère captif côtier : Le pliocène du Roussillon

Y. Caballero, B. Ladouche, I. Terrasson, S. Chazot

BRGM – Service EAU/NRE

y.caballero@brgm.fr

Résumé

Les études d'impact du changement climatique sur la ressource en eau sont maintenant de plus en plus nombreuses et les méthodes utilisées commencent à se normaliser. La grande majorité de ces études concernent cependant les ressources en eau de surface. Ainsi, alors même que les ressources en eau souterraine sont souvent essentielles pour l'alimentation en eau des populations, mais aussi pour les besoins en eau d'irrigation, relativement peu d'études étudient leur évolution en contexte climatique modifié. Cet article présente une étude d'impact du changement climatique sur la ressource en eau souterraine contenue dans un aquifère multi-couche captif : le pliocène du Roussillon, dans le département des Pyrénées Orientales. Il s'agit d'un aquifère constitué d'alternances de sables et argiles continentaux et marins, qui se sont déposés dans les dépressions et canyons consécutifs à l'épisode de régression marine liée à la crise Messinienne, selon le mode de sédimentation de type « Gilbert Delta ».

Cet aquifère est soumis à une exploitation importante depuis plus de 30 ans, qui a provoqué une baisse généralisée des niveaux piézométriques. Durant la période estivale, ceux-ci passent régulièrement sous le niveau de la mer en bordure littorale, générant ainsi une inquiétude par rapport au risque d'intrusion saline. Des scénarios climatiques ont été conçus pour le court (2030) et le moyen terme (2050). Les prélèvements par pompage (essentiellement pour l'eau potable) ont été estimés. Des modèles de transfert permettant d'expliquer le comportement de la piézométrie au travers de fonctions de transfert la reliant au climat et aux prélèvements ont été construits. L'application des scénarios climatiques à ces modèles de transfert ont permis de déterminer leur impact, en intégrant les prélèvements. L'impact des prélèvements se traduit par une influence interannuelle qui contrôle la tendance à la baisse de la piézométrie à long terme et par une influence saisonnière, qui contrôle le comportement estival. L'influence de la recharge ne s'observe donc qu'en hiver, à cause de l'effet prépondérant des prélèvements à long terme. Une baisse de la piézométrie de l'ordre de quelques centimètres à court terme et de quelques dizaines de centimètres à moyen terme est prévue. L'impact est plus marqué en période de recharge qu'en période estivale (contrôle prépondérant des prélèvements).

Gestion active des ressources en eau souterraines de l'île de Grande-Terre (Guadeloupe)

D. Thiery, G. Picot, N. Amraoui, V. Hamm, & A. Dumon

BRGM, Orléans, France

d.thiery@brgm.fr, n.amraoui@brgm.fr, v.hamm@brgm.fr, g.picot@brgm.fr, a.dumon@brgm.fr

Résumé

L'île de la Grande-Terre (archipel de la Guadeloupe) est alimentée en eau en grande partie par de l'eau de surface provenant par aqueduc de l'île jumelle de Basse-Terre. Cependant l'exploitation des eaux souterraines de Grande-Terre, qui constitue une solution complémentaire et alternative permettant de combler les déficits d'alimentation en période de carême sévère, est de plus en plus souvent mise en œuvre pour produire de l'eau potable, industrielle et agricole. Le stock d'eau disponible est important, mais le contexte insulaire de la nappe lui confère une grande vulnérabilité vis-à-vis du risque d'intrusion d'eau salée marine. Ce risque est associé à des phénomènes naturels, baisses piézométriques résultant d'une faible recharge en périodes de sécheresse, et à des surexploitations temporaires.

Dans ce contexte, à la demande de la DIREN et du Conseil Régional de Guadeloupe, le BRGM a élaboré un modèle hydrodynamique des écoulements souterrains de Grande-Terre incluant la prise en compte du biseau salé, pour gérer la ressource en optimisant son exploitation tout en assurant sa préservation.

Après recueil et traitement des données disponibles, un modèle numérique multicouche en régime transitoire a été élaboré en mode diphasique (code de calcul MARTHE), pour tenir compte du contexte insulaire où la nappe d'eau douce repose localement sur l'eau salée. Le modèle a été calibré sur une période d'observation de 20 ans (1985-2005). Le modèle numérique constitue alors un outil de gestion de la ressource en eau souterraine de l'île et est utilisé pour simuler des scénarios à moyen terme (quelques mois) et également des scénarios à long terme pour anticiper des augmentations de besoin résultant de la pression démographique. Il a également été utilisé pour simuler les impacts d'une remontée du niveau de la mer de l'ordre de 1 mètre en 2100, résultant du changement climatique.

I. LE MODELE HYDRODYNAMIQUE DE GRANDE-TERRE

Le modèle géologique retenu sur la zone d'étude (Bézègues et Amraoui 2006), d'une superficie de 750 km², comprend trois unités qui sont de bas en haut (Fig 1) :

- Les calcaires « inférieurs » ;
- Un niveau volcano-sédimentaire « supérieur » peu perméable et présent ponctuellement ;
- Les calcaires « supérieurs ».

Le modèle des écoulements souterrains de Grande-Terre (Hamm et *al.*, 2007) inclut la problématique du biseau salé. C'est un modèle multicouche à mailles carrées de 200 m de côté. La modélisation a été réalisée avec le code de calcul aux volumes finis MARTHE du BRGM (Thiéry, 1990). Plutôt qu'un schéma de calcul avec effets densitaires (Thiéry, 2007), on a choisi un schéma diphasique avec interface abrupte mobile entre l'eau douce et l'eau salée (Thiéry, 2005). Ce mode de calcul a l'avantage de ne pas introduire de dispersion numérique et d'éviter la nécessité d'une discrétisation verticale très fine. Le modèle a été calibré pendant une période de 20 ans (1985-2005) sur un réseau de 51 points d'eau de référence dont 46 de longue durée. Les calculs des bilans hydro climatiques (calcul de la recharge de la nappe) sont effectués au pas de temps journalier. Les calculs hydrodynamiques (calcul des charges hydrauliques et des salinités de chaque maille) sont réalisés au pas de temps mensuel.

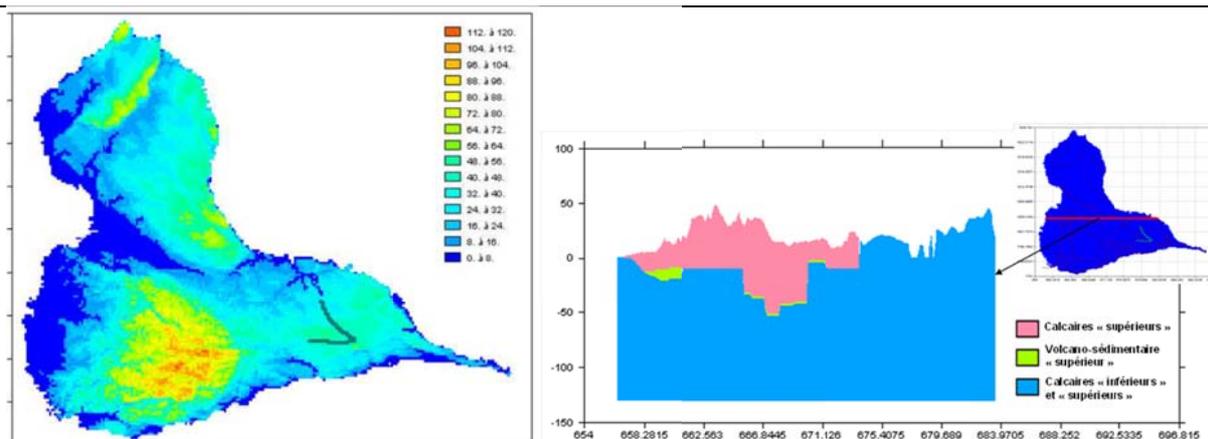


Figure 1 – À gauche : extension latérale et topographie du modèle (cotes en m NGG) ; à droite vue en coupe verticale ouest-est

La restitution des fluctuations piézométriques obtenue après calibration est globalement très satisfaisante sur l'ensemble de la zone d'étude. Le calcul de la position de l'interface eau douce – eau salée permet d'appréhender le fonctionnement de cette limite mobile de l'aquifère en mettant en évidence :

- Des secteurs dans lesquels les fluctuations de l'interface sont de faible amplitude et déconnectées des fluctuations piézométriques ;
- Des secteurs où les fluctuations de l'interface sont rapides et directement liées à la piézométrie.

L'analyse des bilans hydrodynamiques est un indicateur important qui permet de contrôler et de quantifier la part de chacune des composantes du bilan qui sont l'infiltration, les prélèvements, les débits entrants ou sortants par les limites du modèle, les débordements et les périodes de stockage ou déstockage d'eau de l'aquifère. Elle permet également d'évaluer la part relative de l'exploitation et des échanges avec la mer vis-à-vis de la recharge.

Le modèle ainsi élaboré permet de simuler différents types de sollicitations de l'aquifère de Grande-Terre (exploitation, événements climatiques particuliers) en tenant compte des particularités liées au contexte insulaire.

- Étude du renforcement de la production AEP sur le territoire des Aymes et de Pointe-à-Pitre, en évaluant les volumes d'eau souterraine potentiellement exploitables et les forages à réaliser pour mobiliser cette ressource.
- Analyse de l'impact d'une remontée de niveau marin sous l'effet du changement climatique.

Le modèle numérique constitue alors un outil de gestion de la ressource en eau souterraine de l'île.

II. ESTIMATION DE LA RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE POTENTIELLEMENT EXPLOITABLE

La nappe se situe dans un contexte insulaire qui lui confère une grande vulnérabilité vis-à-vis du risque d'intrusions d'eau salée marines. Ce risque est associé à des phénomènes naturels (basses piézométriques de la nappe liées à un faible taux de recharge de la nappe en périodes de sécheresse) et à des phénomènes anthropiques (surexploitation de la nappe). Il apparaît donc important de gérer cette ressource de façon à optimiser son exploitation tout en assurant sa préservation. Le stock d'eau souterraine disponible dans l'aquifère sur le territoire des Aymes et de Pointe-à-Pitre a été étudié par Picot-Colbeaux et *al.* (2012) en utilisant le modèle en régime transitoire. À partir du calcul des bilans hydrogéologiques, pour les années sèches, moyennes et humides, des volumes exploitables maximaux ont été estimés respectivement à 2.5 Mm³/an, 17.5 Mm³/an et 35.5 Mm³/an respectivement (Fig. 2 et Fig. 3).

Les calculs des bilans hydrogéologiques montrent que 2.5 Mm³/an peuvent être prélevés sans conséquence globale pour la ressource en eau. En revanche des prélèvements de l'ordre de 17.5 Mm³/an influencent globalement les écoulements d'eau souterraine sur le territoire : les échanges avec la mer sont réduits amenant un risque d'intrusion saline à proximité des côtes, les débordements sont diminués amenant un risque d'assèchement de source ou d'alimentation de cours d'eau de surface, les échanges avec le reste de

l'aquifère sont influencés et l'aquifère de cette partie du territoire ne joue plus systématiquement le rôle de « château d'eau » en alimentant les parties aquifères voisines.

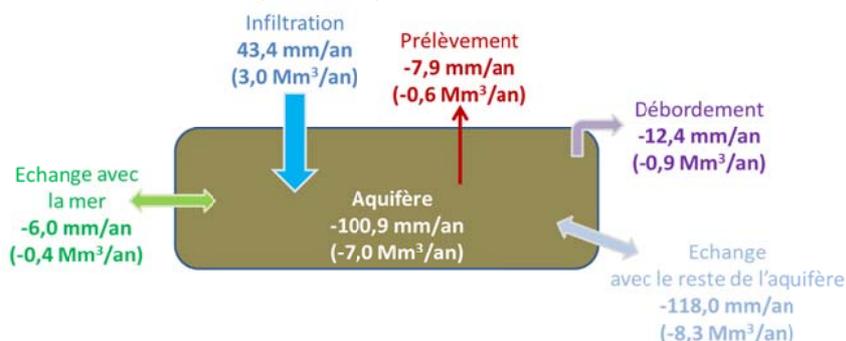


Figure 2 – Territoire des Abymes et de Pointe-à-Pitre : Bilan hydrogéologique en année sèche (1997)

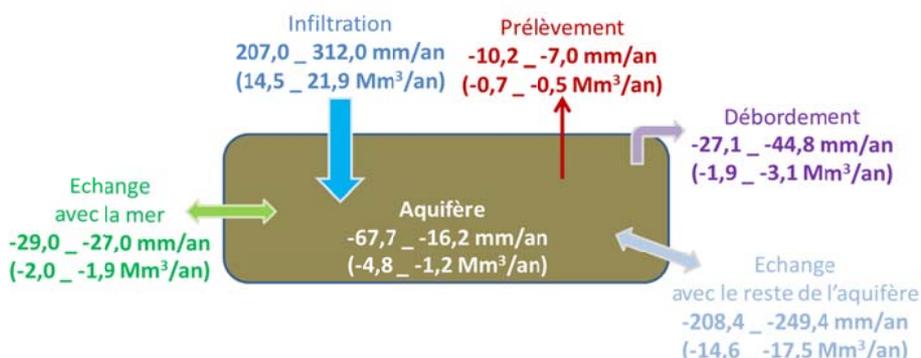


Figure 3 – Territoire des Abymes et de Pointe-à-Pitre : Bilan hydrogéologique en année moyenne (1993 et 2002)

Les rabattements moyens calculés sur le territoire des Abymes et de Pointe-à-Pitre sont inférieurs à 50 cm dans les zones où les perméabilités sont les plus élevées mais ils sont plus importants dans les zones de faibles perméabilités (jusqu'à 1 m pour un prélèvement de 2.5 Mm³/an et jusqu'à 7 m pour un prélèvement de 17.5 Mm³/an).

Il convient cependant de noter que, dans les calculs, les prélèvements sont répartis de manière uniforme sur le territoire de Cap Excellence et que les rabattements de nappes calculés ne sont donc pas exactement identiques à ceux qui seraient obtenus dans un champ captant plus localisé. D'autres scénarios, en positionnant des champs captants dans les zones de forte perméabilité, pourraient permettre d'affiner ces résultats.

III. DÉLIMITATION DES BASSINS D'ALIMENTATION DES CAPTAGES PRIORITAIRES

Dans un but de protection contre des pollutions, le modèle de simulation a été utilisé pour déterminer l'aire d'alimentation des forages d'alimentation en eau potable de Pelletan et Charropin. Pour déterminer ces aires d'alimentation le modèle a calculé les trajectoires des particules d'eau arrivant aux forages. En pratique c'est la méthode des trajectoire inverse qui est mise en œuvre en faisant partir des particules réparties autour des puits et en les faisant remonter le courant. Les temps de transfert sont calculés automatiquement à partir des perméabilités, des gradients hydrauliques et des porosités cinématiques de chaque maille parcourue. Ces temps de transferts sont les temps nécessaires pour qu'une pollution en un point du bassin d'alimentation parvienne au captage. Ils permettent donc de déterminer un périmètre rapproché, plus sensible car ne laissant pas de temps pour détecter la pollution ou pour la dévier. Pour ce calcul on a considéré que la nappe était en régime hydraulique permanent.

La fig. 4 montre que la surface du bassin d'alimentation du captage de Pelletan est de l'ordre de 1.25 km² et que celle du captage de Charropin est de l'ordre de 1.1 km²

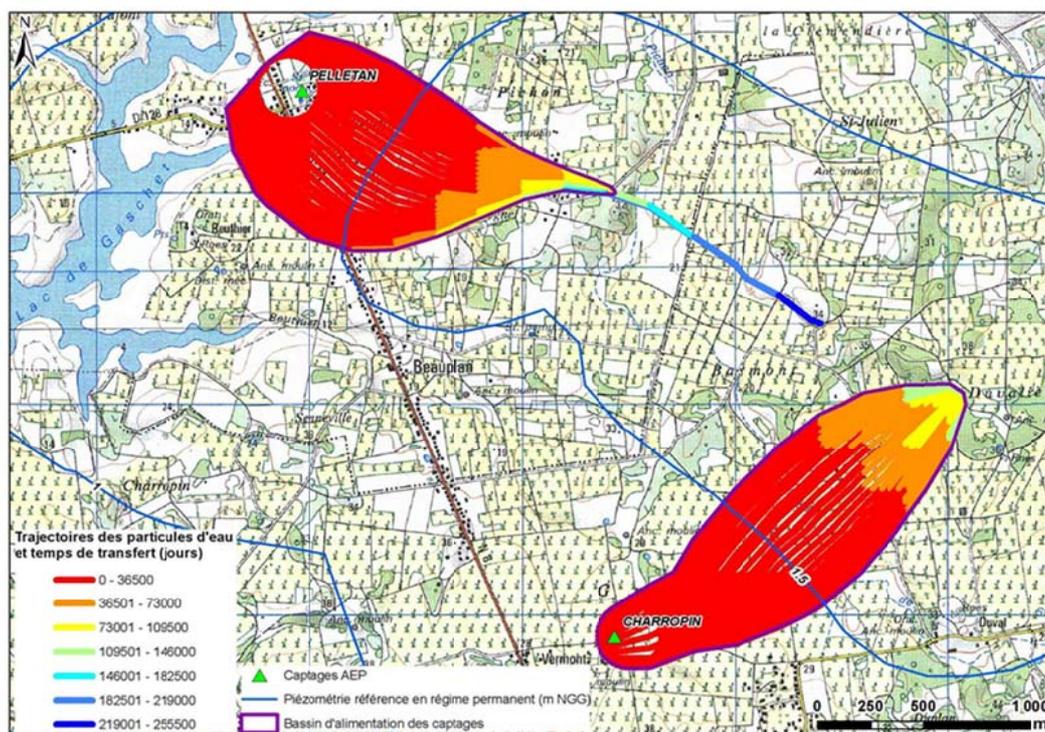


Figure 4 – Délimitation des bassins d'alimentation des captages de Pelletan et Charropin.

IV. INFLUENCE D'UNE REMONTÉE DU NIVEAU MARIN

Une augmentation du niveau marin associée aux changements climatiques (modification de la pression atmosphérique, expansion des océans et mers lors de leur réchauffement, et fonte des calottes glaciaires et des glaciers) constitue un des processus significatifs qui va jouer un rôle sur l'intrusion saline. Selon les travaux du GIEC, le réchauffement planétaire conduirait en 2100 à une augmentation du niveau marin comprise entre 11 et 88 cm, et à une migration du biseau salé. Les conditions d'exploitation ainsi que les conditions climatiques [précipitations, température, modifications du niveau marin (augmentation du niveau marin, avec recul de la ligne de rivage et réduction de la surface émergée)] auront comme conséquence de modifier les conditions aux limites des aquifères côtiers.

Dans le cadre de l'action n° 26 « Influence de la montée du niveau de la mer sur le biseau salin des aquifères côtiers des DROM/COM » de la convention ONEMA-BRGM 2010-2011 (Dörfliger et *al.*, 2012), nous avons choisi de simuler un scénario pessimiste avec une remontée du niveau marin de 1 mètre. La (Fig. 5) montre que la remontée du niveau marin repousse le trait de côte jusqu'à 1 km dans les terres. Ceci a une influence sur carte de salinité intégrée sur la verticale. La Fig. 6 montre une nette augmentation de la salinité dans la plaine des Grippon (golfe situé à l'ouest de l'île), ainsi que sur la côte sud-ouest. Cette augmentation de la salinité moyenne est due à la remontée de l'interface eau douce – eau salée.

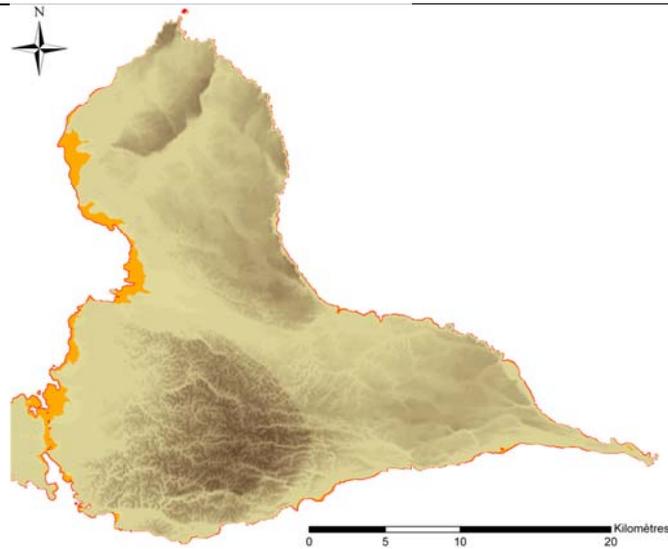


Figure 5 – Évolution du trait de côte suite à une remonté de 1 mètre du niveau marin.

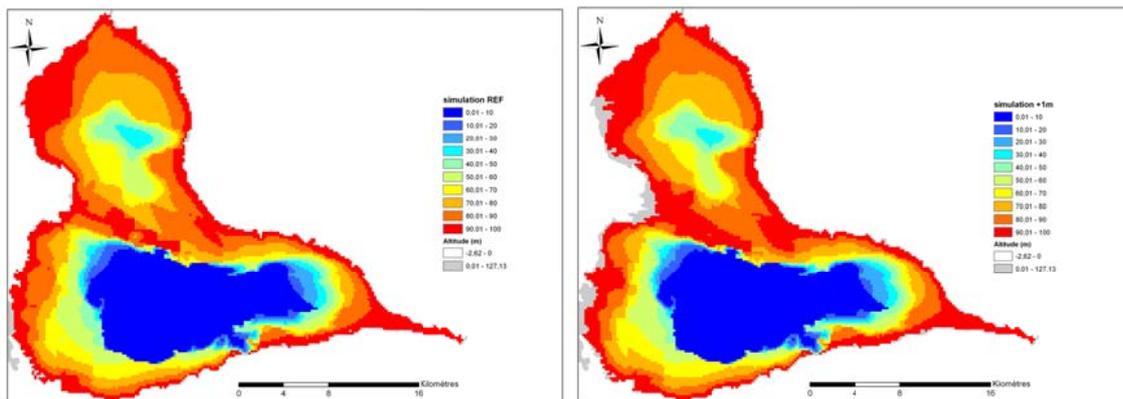


Figure 6 – Pourcentage de salinité dans l'aquifère. A gauche : simulation de référence, à droite avec niveau marin remonté de 1 mètre.

La figure 7 présente l'altitude de l'interface sur une coupe ouest - est après 1 an et 100 ans de remonté du niveau marin. Il apparaît sur cette figure que l'interface remonte légèrement. La figure 8 montre que cette remontée atteint environ 4 mètres près de la limite ouest.

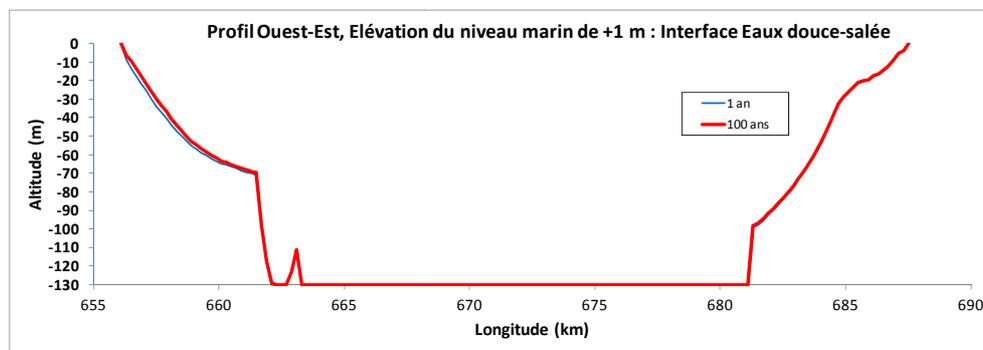


Figure 7 – Profondeur de l'interface eau douce – eau salée suite à une remontée de 1 mètre du niveau marin.

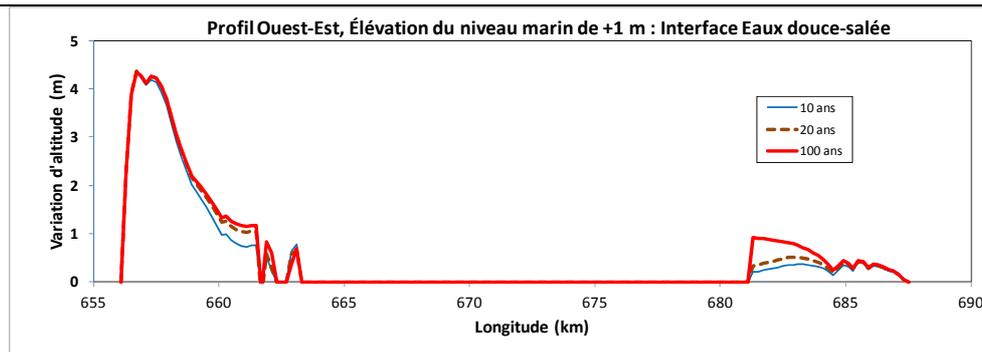


Figure 8 – Variation de la profondeur de l'interface eau douce – eau salée suite à une remontée de 1 mètre du niveau marin remonté.

Références bibliographiques :

- [1] Bézègues S. et Amraoui N., avec la collaboration de Le Nindre Y.M., 2006 - Collecte et préparation des données en vue de la modélisation hydrodynamique des écoulements souterrains en Grande Terre. *Rapport BRGM/RP-54709-FR*, 117p, 42 fig., 9 tab., 6 ann.
- [2] Hamm V., Thiéry D., Amraoui N., Bézègues-Courtade S., 2007. Modélisation hydrodynamique diphasique des écoulements souterrains de Grande-Terre. *BRGM/RP-55039-FR*. 128 pages, 34 illustrations, 7 annexes.
- [3] Thiéry D. 1990 - Logiciel MARTHE. Modélisation d'Aquifère par un maillage rectangulaire en régime transitoire pour un calcul hydrodynamique des écoulements - version 4.3. *Rapport BRGM R 32210 EAU 4S 90*, 356 p.
- [4] Thiéry D. 2007 - Modélisation 3D des écoulements à densité variable avec le logiciel MARTHE version 6.9. *Rap. BRGM/RP-55871-FR*, 88 p., 23 fig.
- [5] Thiéry D., 2005. Saltwater intrusion modelling with an efficient multiphase approach: Theory and several field applications. In: *Groundwater and saline intrusion. Selected papers from the 18th Salt Water Intrusion Meeting 18 SWIM Carthage 2004*. Eds. L. Araguas, E. Custodio and M. Manzano, ISBN 84-7840-588-7, pp. 97-110.
- [6] Thiéry D., 2007 - Modélisation 3D des écoulements à densité variable avec le logiciel MARTHE version 6.9. *Rap. BRGM/RP-55871-FR*, 88 p., 23 fig.
- [7] Dörfliger N., Dumon A., Aulnay B., Arnaud L., Picot-Colbeaux G., 2012 - Influence de la montée du niveau de la mer sur le biseau salin des aquifères côtiers des DROM/COM. *Rapport ONEMA à paraître*.
- [8] Picot-Colbeaux G., Amraoui N., Dumon A., 2012 - Territoires des Abymes et de Pointe-à-Pitre (Guadeloupe) : Estimation de la ressource en eau souterraine potentiellement exploitable à partir du modèle hydrodynamique de la Grande-Terre. *Rapport BRGM à paraître*.

SESSION 4
QUALITE DES AQUIFERES LITTORAUX

Caractérisation géochimique de l'aquifère hydrothermal de Balaruc-les-Bains lors d'un épisode d'inversac

B. Ladouche, R. Millot, C. Guerrot et C. Lamotte

BRGM EAU/NRE, BRGM MMA/ISO, BRGM SGR/LRO

b.ladouche@brgm.fr, r.millot@brgm.fr, c.guerrot@brgm.fr, c.lamotte@brgm.fr

I. INTRODUCTION

Les ressources en eaux souterraines du secteur de l'étang de Thau et de Balaruc-les-Bains appartiennent à la masse d'eau souterraine FR DG 124 dite du Karst du Pli Ouest de Montpellier. Ces ressources sont d'intérêt majeur pour le territoire concerné, que ce soit pour l'alimentation en eau potable, le développement économique avec en particulier l'activité conchylicole au niveau de l'étang de Thau et le thermalisme sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains (deuxième station thermale de France).

Au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, puis récemment en 2008 et 2010, l'aquifère karstique et thermal de la presqu'île de Balaruc a subi des phénomènes d'intrusion d'eau saumâtre par l'intermédiaire de la source sous-marine de la Vise située dans l'étang de Thau. Ce phénomène dit « d'inversac » qui peut durer plusieurs mois (plus de 6 mois en 2010) a pour conséquence une modification des paramètres physico-chimiques (1) sur les ouvrages des thermes de Balaruc, et (2) sur la source AEP de Cauvy. Le déterminisme de ce phénomène dit « d'inversac » reste largement inexplicé et de nombreuses questions restent à élucider : l'inversac est-il lié à une diminution de la recharge par les pluies efficaces ? et/ou à une augmentation des prélèvements sur la ressource ? à l'augmentation de la charge hydraulique de l'étang de Thau lors d'épisodes météorologiques particuliers (système dépressionnaire accompagné du phénomène de sur-côte de l'étang) ?, à la conjonction de tous ces facteurs ?...

Dans le but de mieux comprendre le fonctionnement du système hydrogéologique de Balaruc-les-Bains et ses environs lors d'un phénomène d'inversac, une campagne de prélèvement d'eau et d'analyses chimiques et isotopiques a été effectuée en octobre 2010, sous maîtrise d'ouvrage du Syndicat Mixte du Bassin de Thau (SMBT). L'objectif de cette étude [1] a été de préciser et quantifier l'importance du phénomène à l'échelle la presqu'île de Balaruc afin d'améliorer le schéma conceptuel de fonctionnement de cet hydrosystème complexe correspondant au lieu de convergence d'eau thermale, d'eaux karstiques froides en provenance des Causses d'Aumelas et de la Gardiole et d'eau d'origine marine (Etang et Mer).

Les résultats acquis dans cette étude constituent une photographie instantanée « géochimique et hydrogéologique » de l'état du système à un instant donné (environ 4 mois après le début du phénomène d'inversac). Les données acquises permettent d'établir une comparaison avec les informations géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, tritium, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) collectées en 1996/2000 en contexte normal de fonctionnement [2, 3]. Les informations nouvelles apportées par les isotopes du bore ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$) et du Lithium ($^7\text{Li}/^6\text{Li}$) permettent de qualifier les interactions eaux-roches (résultats non présentés dans le cadre de ce papier). La synthèse de l'ensemble des résultats permet d'apporter des informations sur l'organisation des écoulements de la presqu'île de Balaruc.

II. ETAT DE LA CONNAISSANCE SUR LES EAUX THERMALES DE BALARUC LES BAINS ET LE SYSTEME KARSTIQUE DE THAU

Le programme d'action mené en 1999-2000 par le BRGM et la DIREN-LRO a permis d'apporter des éléments de connaissance fondamentaux sur le système karstique complexe de Thau et plus particulièrement dans le secteur de la presqu'île de Balaruc-les-Bains [2, 3, 4, 5]. Les principaux éléments de connaissance sont rappelés ci-après.

II. 1 Cadre géologique, structural et hydrogéologique

La ressource thermique est située à l'extrémité Est de l'étang de Thau au niveau de la presqu'île de Balaruc-les-Bains sur un lieu naturel de convergence entre différents types d'eau : eau saumâtre froide d'origine marine, eau douce froide d'origine karstique et eau thermique d'origine profonde. Les sources karstiques de Cauvy, d'Issanka et de la source sous-marine de la Vise ainsi que la source thermique historique constituent les exutoires naturels de différents types d'eau. Les eaux thermales sont aujourd'hui captées, dans un rayon de quelques centaines de mètres autour de l'ancienne source, dans les calcaires du Jurassique situés sous la couverture argilo-silteuse Miocène (jugée peu perméable). Les forages ont des profondeurs variant de 40 m à 490 m mais les arrivées d'eaux thermales sont dans l'ensemble rencontrées dans la partie sommitale du Jurassique.

Ce lieu naturel de convergence entre les différents types d'eau est lié à une structure géologique complexe héritée de trois phases tectoniques distinctes : l'héritage Hercynien et la distension Téthysienne, la collision pyrénéenne, et l'ouverture du Golfe du Lion. Le contexte géométrique et structural de formations carbonatées situées autour de l'étang de Thau apparaît bordé par des accidents tectoniques majeurs, au nord le chevauchement de Montpellier et au sud la faille de Nîmes (figure 1). Dans le secteur de Balaruc, la zone de transfert dite « de la sétoise » (figure 1) affecte l'ensemble des séries sédimentaires jusqu'au substratum. Cette zone de transfert est transverse aux structures régionales (faille de Nîmes et chevauchement de Montpellier de direction SSW-NNE) et passe par le Mont-Saint-Clair (Sète). L'ensemble structural est fortement marqué par un approfondissement des structures du nord-est vers le sud-ouest, qui correspond à la dysharmonie au niveau du toit du socle entre la Gardiole, l'étang de Thau et le bassin de l'Hérault. Cette structure dite en « rampes et paliers » donne lieu à des rejets plus ou moins importants au niveau des principaux accidents. Ces accidents ne constituent pas nécessairement des barrières hydrauliques puisque des connexions par traçages ont été mises en évidence au sein du Jurassique supérieur, entre la Causse d'Aumelas et la source d'Issanka, points situés de part et d'autre du bassin de Montbazin-Gigean [7].

D'une manière générale, les écoulements s'effectuent depuis le nord vers le sud, c'est-à-dire depuis la Causse d'Aumelas jusqu'à la mer. Dans ce schéma conceptuel de fonctionnement hydrogéologique établi en 2001 [6] coexistent deux systèmes d'écoulement dans les formations calcaires :

- 1) un ou des systèmes locaux. Les systèmes locaux traduisent des écoulements proches de la surface dans le karst ; certaines sources drainent ces systèmes (Vène, Issanka, Cauvy, Ambressac)
- 2) un système régional. Le système régional présente des lignes de courant profondes, à la faveur de structures de drainages karstiques qui ont pu se mettre en place lors de la crise messinienne, ou lors des phases de karstification antérieures. Ce système régional mobilise des eaux thermales d'origine profonde (la part d'eau thermique apparaît davantage mobilisée lors des périodes de hautes eaux [6], notamment aux sources de la Vise, de Cauvy et d'Ambressac).

Dans ce schéma conceptuel, il est supposé que l'organisation des écoulements au sein du réservoir thermal (en profondeur) et dans le secteur de la presqu'île de Balaruc-les-Bains est largement contrôlée par des failles normales, à regard Sud-Est et d'orientation N045, liée à la zone de transfert de la sétoise. Les sources de la Vise, de Cauvy et d'Ambressac sont des manifestations de la décharge d'eaux de mélange, influencées par les deux systèmes d'écoulement (régional et locaux).

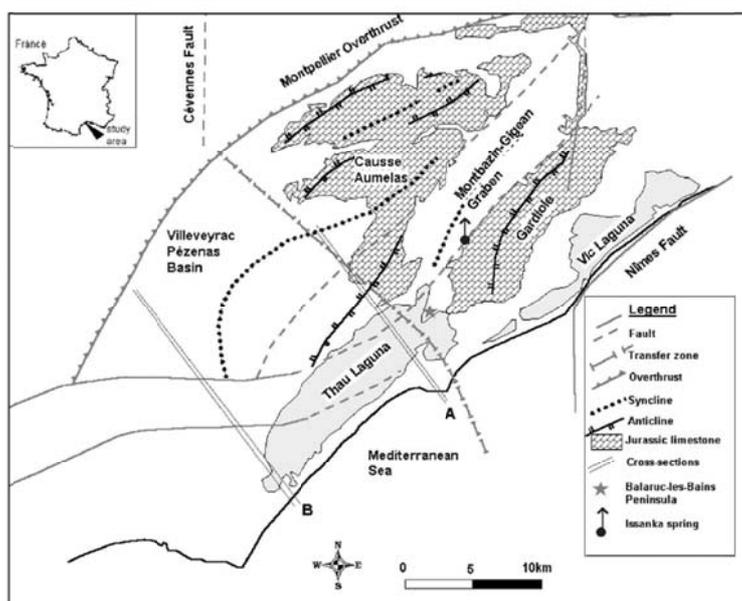


Figure 8. Contexte géologique et structural de la zone d'étude d'après Aquilina et al. 2002

II. 2 Caractéristiques hydrogéochimiques des eaux thermales

Les caractérisations chimiques et isotopiques réalisées entre 1996 et 2000 [2, 3, 4, 5] ont apporté des éléments de réponses sur l'origine des eaux thermales, les temps de séjour, les interactions eau/roche et la profondeur du réservoir.

Les eaux thermales pompées présentent des températures comprises entre 36.7°C (F8) et 49.5°C (F9) et des conductivités de 22 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 17 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivement. Les eaux thermales du forage F9 et F8 apparaissent peu ou pas influencées par les eaux karstiques froides (Gardiole/Aumelas contenant du Tritium), ce qui est confirmé par la très faible variation des teneurs en Cl au cours du temps (+/- 5%).

Les eaux thermales du forage F9 permettent de définir le pôle thermal du système de Balaruc. Ce pôle thermal est constitué d'un mélange entre une eau d'origine marine ancienne ($\approx 30\%$ pour F9) et une eau météorique ancienne ($\approx 70\%$), c'est-à-dire infiltrée avant 1952 car dépourvue de Tritium. La présence de CO_2 d'origine mantellique mis en évidence à l'aide du $\delta^{13}\text{C}$ des bicarbonates (HCO_3^-) ne permet pas l'estimation des âges de l'eau à l'aide de l'activité ^{14}C . Le rapport isotopique du chlore ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$) des eaux du forage F9 suggère que les temps de résidence au sein de l'aquifère profond sont de l'ordre de 100 000 à 150 000 ans. L'utilisation des géothermomètres chimiques (Si et Na/K) suggère que la température de l'eau du réservoir profond est de l'ordre de 80°C à 100°C, ce qui, compte tenu du gradient géothermique régional (de l'ordre de 3°C/100 m), situerait le réservoir thermal entre 2000 et 2500 m de profondeur.

III. PRELEVEMENTS ET ANALYSES

La campagne spatiale d'échantillonnage s'est déroulée les 8 et 19 octobre 2010 sur les forages appartenant à la station thermale (F5, F6, F8, F9), le forage AEP Cauvy, la source d'Issanka, les ouvrages de reconnaissance anciens (F3 et F4) ainsi que les piézomètres CGE_Tennis et P4_La Balme (figure 2). L'eau de l'étang de Thau a été également prélevée. L'ouvrage thermal F14 a été échantillonné le 16 décembre 2010. Les paramètres pH, Eh, température, conductivité, concentration en oxygène dissous ont été mesurés directement sur le terrain. Les analyses des isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$), des cations, des anions, des traces, des isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), du bore ($\delta^{11}\text{B}$) et du lithium ($\delta^7\text{Li}$) et le tritium ont été réalisées dans les laboratoires du service Métrologie Monitoring Analyse du BRGM à Orléans.

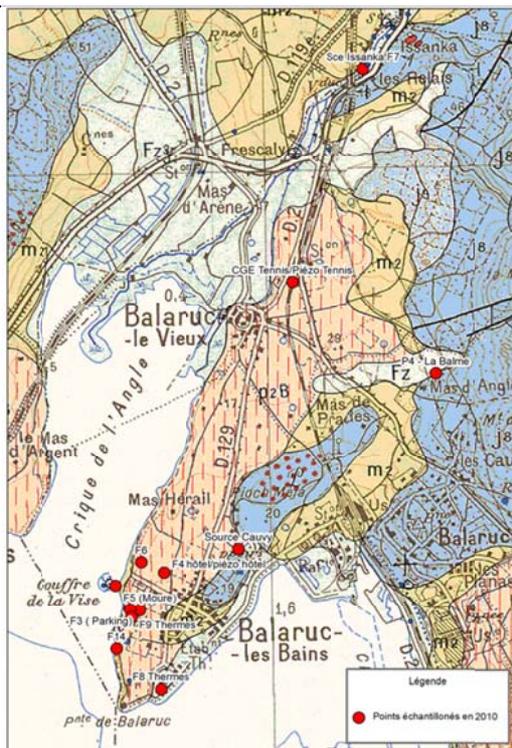


Figure 2. Localisation des points d'eau souterraine prélevés lors de l'inversac de 2010

IV. RESULTATS

Caractérisation des pôles géochimiques

Dans le but de mieux comprendre l'impact de l'inversac sur la qualité des eaux souterraines de la presqu'île de Balaruc-les-Bains et d'apporter des éléments d'information sur l'organisation des écoulements et des masses d'eau, nous avons réalisé une Analyse en Composantes Principales (ACP) sur les résultats des analyses des échantillons d'eau prélevés en octobre 2010.

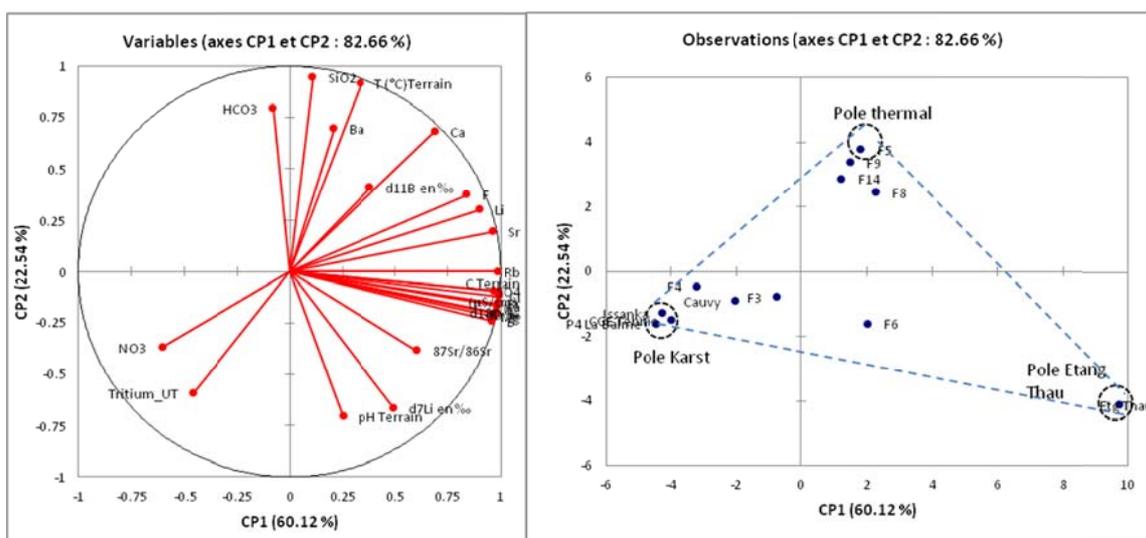


Figure 3 : Analyse en composantes principales sur les résultats des éléments majeurs et traces (B, Sr, Rb, Ba et Li), température et mesures isotopiques (Tritium, ^{18}O , ^2H , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^7Li , ^{11}B).

La projection des différents échantillons sur le plan factoriel 1-2 (figure 3), permet de bien individualiser les différents pôles géochimiques mis en jeu (pôle Karst, pôle étang et le pôle thermal) et de repérer les échantillons affectés par les processus de mélange.

La composante principale 1 (CP1 : 60.1 % de variance expliquée) permet de qualifier les mélanges entre l'eau d'origine marine et l'eau karstique (variables associées, au 1er ordre : Conductivité, Cl, Na, K, SO₄, Mg, Br, F, B, Sr, Li, ¹⁸O, ²H ; au second ordre : ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ⁷Li, ¹¹B).

La composante principale 2 (CP2 : 22.5 % de variance expliquée) permet de distinguer les eaux thermales (variables associés, au 1er ordre : Température, pH, SiO₂, HCO₃, Ca, Ba, ⁷Li ; au second ordre : ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹¹B) et permet de qualifier les mélanges avec des eaux récentes (contenant du tritium et des nitrates).

Les variables corrélées à la composante principale 1 (CP1) permettent donc d'identifier et de qualifier les mélanges entre les eaux douces du karst et les eaux d'origine marine, mais ne permettent pas de faire le distinguo (1) entre les eaux marines anciennes et nouvelles (Etang infiltré par l'intermédiaire de la Vise), et (2) entre les eaux du karst anciennes et actuelles.

Cette analyse permet toutefois d'identifier quelles sont les principales variables à considérer pour étudier et quantifier les principaux processus de mélange. Les variables corrélées à la composante principale 2 (CP2) permettent d'identifier et de qualifier les mélanges entre les eaux thermales et les eaux récentes (contenant du tritium) et présentant des teneurs en nitrates significatives. Les eaux thermales se distinguent des eaux karstiques et marines par :

- des pH légèrement acides (compris entre 6.4 et 6.6) et des teneurs en bicarbonate et calcium élevées (respectivement de l'ordre de 550 mg/l et 590 mg/l). Ces résultats sont liés à la présence et à l'action du CO₂ d'origine profonde sur les carbonates (dissolution) ;
- des teneurs en silice relativement élevées (concentrations comprises entre 8 et 25 mg/l) ;
- des teneurs élevées en Ba (concentrations comprises entre 65 et 85 µg/l) pouvant témoigner de la participation d'eau profonde en provenance du socle.

Caractérisation de la contribution d'origine marine

En 2010, l'étude des isotopes stables de l'eau permet de montrer que l'ensemble des eaux des forages thermaux (F3, F5, F6, F8, F9 et F14) ainsi que la source de Cauvy sont impactées par les intrusions d'eau marine en provenance de l'étang par l'intermédiaire de la Vise. Les points se répartissent sur une droite de mélange définie par les pôles marin et karstique (forage P4 La Balme, Figure 4a). La quantification des proportions de mélange indique que la contribution d'eaux d'origine marine est comprise entre 12% (Cauvy) et 40% (F6). Ces résultats corroborent ceux obtenus à l'aide du chlorure (non présentés ici). La contribution des eaux d'origine marine est de l'ordre de 30 % pour (F5, F9 et F14) et de l'ordre de 36% pour F8.

En 1996 et 2000, les points des forages thermaux (à l'exception de F8) se positionnaient sur la droite des eaux de pluies, la salinité des eaux thermales (Cl de l'ordre de 5 700 mg/L pour F9) étant interprétée comme le résultat d'un mélange entre une eau karstique ancienne et une eau marine ancienne. La position des points en 2010 par rapport à la situation de 1996 et/ou 2000 permet, de manière relative, de qualifier l'impact, en terme de modification de salinité, mais ne permet pas de conclure quant à l'origine des augmentations de chlorures. En effet, nous avons montré en 2000 que l'hydrosystème pouvait être influencé, notamment au niveau de l'ouvrage F8, par une nappe d'eaux marines anciennes (car dépourvues de Tritium) présente au sein des calcaires jurassiques de la presqu'île de Balaruc-les-Bains [2]. La discussion de l'origine de la salinité doit donc être abordée en confrontant les informations des isotopes de l'eau et des isotopes du tritium (Figure 4b).

Les eaux karstiques échantillonnées en 2010 (Issanka, P4 La Balme, CGE-Tennis) contiennent du tritium (de l'ordre de 4 UT ± 1) tout comme l'eau marine de l'étang de Thau (3 UT ± 1). Les eaux des forages thermaux F5 et F8 sont dépourvues de tritium contrairement aux autres ouvrages échantillonnés lors de la période d'inversac (Figure 4b). Les résultats suggèrent donc que l'augmentation de salinité des eaux pompées en F5

et F8 serait causée par une augmentation de la part d'eau marine ancienne (dépourvue de Tritium et de $\text{NO}_3 < 0.5 \text{ mg/L}$) présente au sein de l'hydrosystème.

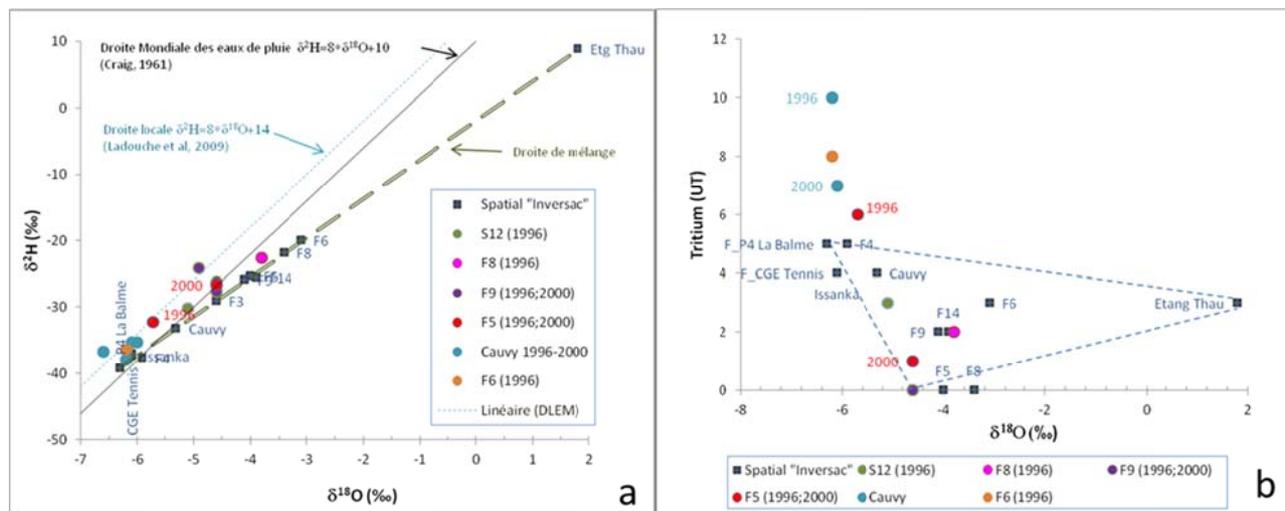


Figure 4. Evolution des teneurs en deutérium (a) et des teneurs en tritium (b) en fonction des teneurs en oxygène 18 des eaux échantillonnées lors de l'inversac (2010). La situation observée en 1996 et/ou 2000 est également reportée.

A l'inverse, les eaux des forages thermaux F9 et F14 présentent des teneurs en tritium significatives (2UT) et on note la présence de nitrates (NO_3 compris entre 0.8 et 3.4 mg/l), ce qui dénote à la fois la participation des eaux de l'étang (3 UT, $\text{NO}_3 = 0.8 \text{ mg/l}$) et également la contribution d'eaux du karst qui présentent des teneurs en tritium significatives (entre 4 UT et 5 UT) et des teneurs en NO_3 comprises entre 5.5 et 12.6 mg/L.

La position de l'eau de l'ouvrage F6 dans la Figure 4b indique clairement l'influence de l'eau de l'étang Thau (inversac). A l'inverse, la source karstique Cauvy apparaît moins influencée par les eaux de l'étang de Thau, ce qui peut s'expliquer par la faible participation d'eau d'origine marine (12%) par rapport à F6 (40% d'eau marine).

Caractérisation des contributions thermale et marine

L'évolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction de l'inverse de la teneur en strontium est présentée sur la figure 5. Ce type de représentation permet de tracer des droites de mélange. La situation isotopique mesurée en 2010 peut être comparée à celle mesurée en 1996 et/ou 2000 en contexte « normal de fonctionnement ». Nous supposons, comme Aquilina et al. 2002 [2], que les eaux du forage F9 échantillonnées en 2000, permettent de qualifier la signature géochimique du pôle thermal « pur », c'est-à-dire non influencé par les eaux karstiques froides et les eaux marines froides présentes au sein des calcaires jurassiques situés sous couverture tertiaire au niveau de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. Nous supposons également que les eaux de l'ouvrage P4-La Balme (cf figure 2 pour la localisation) permettent de définir le pôle des eaux froides karstiques qui contribue au fonctionnement de l'hydrosystème de Balaruc-les-Bains (pôle karstique non influencé par les eaux marines).

L'eau de l'étang de Thau présente une signature isotopique identique à celle de l'eau de mer. La signature isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux karstiques apparaît très comparable à celle du pôle thermal pur [F9(2000)], les valeurs des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont compatibles avec les signatures strontium des carbonates du Jurassique [8]. Le pôle des eaux karstiques se distingue du pôle thermal par de faibles teneurs en Sr (Sr de l'ordre de 100 $\mu\text{g/l}$) par rapport aux eaux thermales (Sr = 4600 $\mu\text{g/l}$, [2]).

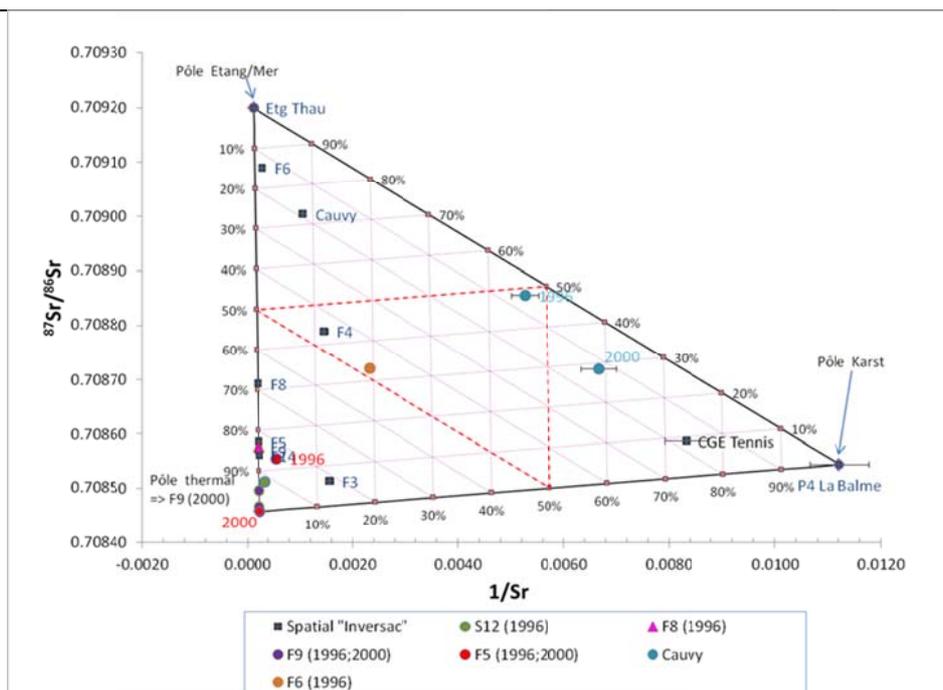


Figure 5. Evolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction de l'inverse de la teneur en strontium mesurées dans les eaux échantillonnées lors de l'inversac (2010). La situation observée en 1996 et/ou 2000 est également reportée.

Les eaux de la source Cauvy, des piézomètres F3 et F4 et dans une moindre mesure celles du forage F6 apparaissent toutes inscrites dans le diagramme de mélange défini par les trois pôles considérés (Figure 5) : pôle marin (étang de Thau et/ou Mer), pôle karstique froid (P4-La Balme) et le pôle thermal (F9).

La signature isotopique du strontium des eaux du forage F6 est très proche de celle mesurée dans l'étang, cette signature pouvant être expliquée pour environ 86% par le pôle Etang et pour 12% environ, par le pôle thermal. Dans ce type de représentation, la contribution du pôle karstique apparaît négligeable (<2%). Pour la source Cauvy, la participation du pôle thermal à la signature isotopique des eaux de Cauvy est de l'ordre de 20% environ, alors que la contribution de ce pôle apparaissait négligeable en 1996 et 2000 (<10%) compte tenu des incertitudes.

Les rapports isotopiques du strontium des eaux des forages thermaux F5, F8 et F9 apparaissent bien plus radiogéniques (rapports plus élevés) que ceux mesurés en 1996/2000. Pour le F14, la comparaison ne peut pas être réalisée car l'ouvrage n'existait pas en 2000. Les signatures des eaux thermales se répartissent sur la droite de mélange défini par les pôles « marin » et « thermal », le pôle karstique dans cette représentation n'apparaît pas être un pôle contributif.

V. DISCUSSION

Les analyses réalisées au cours du phénomène d'inversac de 2010 permettent de montrer sans ambiguïté que la qualité des eaux de l'ensemble de la presqu'île est affectée, à des degrés divers, par le phénomène d'inversac. L'impact sur la qualité des eaux de l'hydrosystème se manifeste particulièrement sur le forage F6 et la source Cauvy et, dans une moindre mesure, sur les forages thermaux (F8, F9, F5 et F14). Le forage F8 qui d'un point de vue hydraulique et géochimique apparaît déconnecté du « compartiment (F5, F6, F9 et F14) » est également impacté par le phénomène d'intrusion, même si d'un point de vue thermique, aucune évolution de température n'a été observée. La comparaison des signatures des isotopes stables mesurées en 2010 avec la situation mesurée en 1996/2000 (« fonctionnement en période d'inversac » versus « fonctionnement normal ») indique clairement une augmentation de la participation d'eaux d'origine marine (de +5% pour le forage F9 par rapport à la situation de 2000 par exemple, et jusqu'à +35% pour F6 par rapport à la situation de 2000). La contribution absolue de l'eau d'origine marine est comprise

entre 5% (F4) et 40% (F6), Tableau 1. La contribution de l'eau douce en provenance de karst est la part complémentaire (60% pour F6 par exemple). A ce stade, nous ne pouvons pas conclure quant à l'origine de la salinité : (1) eau de l'étang de Thau infiltrée par la Vise et/ou eau marine ancienne initialement présente dans le système avant l'inversac, (2) eau minéralisée du pôle thermal. Les isotopes du strontium permettent de faire ce distinguo et indiquent clairement que l'eau d'origine marine contribue majoritairement à expliquer la salinité de l'ouvrage F6 (86%), la part restante (12 %) étant attribuée aux eaux thermales (pôle F9).

En 1996, les caractéristiques isotopiques pour le strontium des eaux du forage F8 différaient de celles du pôle thermal défini par la signature géochimique du forage F9, en raison de la participation d'eau marine ancienne (dépourvue de tritium) présente au sein des calcaires jurassiques. En 1996, la signature isotopique du strontium apparaissait modifiée, d'environ 15% par rapport à l'eau thermique du F9, par le pôle marin. La situation en 2010 indique une modification d'environ 32% par rapport à la signature du pôle thermal (F9). L'absence de tritium au forage F8 indique que cette augmentation est imputable à la part d'eau marine ancienne présente au sein des calcaires jurassiques. L'absence de tritium dans les eaux du forage F5 laisse également penser que c'est l'eau marine ancienne initialement présente dans le système qui contribue à augmenter la salinité du F5. A l'inverse, au forage F9, la modification de signature isotopique du strontium par rapport à la situation de 2000 apparaît liée à l'intrusion d'eau de l'étang car les eaux présentent des teneurs en tritium. Une conclusion similaire est faite pour la source Cauvy et le forage F6.

Compte tenu du débit de pompage, nous pouvons estimer la part respective des différents flux en provenance des pôles de mélange. Nous calculons, par exemple, au forage F6 (Q F6 = 32 m³/h) que :

- 11 m³/h (environ) d'eau provient de l'étang : $[32 \text{ m}^3/\text{h} * 40\%_{(\% \text{isotope stable})} * 86\%_{(\% \text{rapport } 87\text{Sr}/86\text{Sr})}]$;
- 1.5 m³/h (environ) d'eau provient du pôle thermal : $[32 \text{ m}^3/\text{h} * 40\%_{(\% \text{isotope stable})} * 12\%_{(\% \text{rapport } 87\text{Sr}/86\text{Sr})}]$
- 19 m³/h (environ) d'eau provient du karst : $[32 \text{ m}^3/\text{h} * 60\%_{(\% \text{isotope stable})}]$

Un exercice similaire peut être conduit pour les autres points d'eau pompée. La synthèse des résultats est présentée dans le tableau 1.

Campagne Spatiale "Inversac" (octobre 2010)

Nom	date	Temp °C	Cl mg/l	Pole Marin d18O %	Sr µg/l	87Sr/86Sr	Tritium (UT)	Débit Pompage (m ³ /h)	Pole Karst 87Sr/86Sr %	Pole Marin 87Sr/86Sr %	Pole Thermal 87Sr/86Sr %	Q Pole Karst (m ³ /h)	Q Pole Marin (m ³ /h)	Q Pole Thermal (m ³ /h)
Etang Thau	08/10/10	20.1	21825		8380	0.709200	3							
P4 La Balme	19/10/10	16.6	24.5		89	0.708544	5							
CGE Tennis	19/10/10	17.4	24		120	0.708587	4							
Cauvy	08/10/10	18.2	1240	12%	946	0.709004	4	60	8%	73% *	19%	52.8	5.2 *	1.4
F6	08/10/10	20.9	8611	40%	3501	0.709090	3	32	2%	85% *	13%	19.2	10.9 *	1.7
F3	19/10/10	25.4	4622	21%	641	0.708514	nm	-	16%	6%	78%			
F4	19/10/10	22.6	591	5%	685	0.708789	5	-	12%	42%	46%			
F9	08/10/10	49.0	6895	27%	4619	0.708569	2	19.5	0%	15% *	85%	14.2	0.8 *	4.5
F14	14/12/10	46.2	7148	30%	4300	0.708561	2	20	0%	15% *	85%	14.0	0.9 *	5.1
F8	08/10/10	35.8	8475	36%	4805	0.708692	<1	27.5	0%	32%	68%	17.6	3.2	6.7
F5	08/10/10	48.2	7089	28%	4590	0.708586	<1	3.8	0%	18%	82%	2.7	0.2	0.9

* pole marin = Etang de Thau

Tableau 1. Synthèse des contributions calculées à l'aide des teneurs en oxygène 18 et des isotopes du strontium. La quantification volumétrique (exprimé en m³/h) est également reportée.

VI. CONCLUSION

Cette étude a été motivée par la volonté des acteurs locaux, sous l'impulsion du SMBT, et s'inscrit dans une démarche de gestion concertée en vue de la pérennisation de la ressource. Cette étude permet de mieux comprendre l'impact de l'inversac sur l'organisation des écoulements et des masses d'eau souterraines de la presqu'île de Balaruc-les-Bains. Le phénomène a modifié l'équilibre qui prévalait entre les différentes masses d'eau de l'hydrosystème (eau froide karstique, eau thermique et eau marine). L'effet de l'inversac sur la qualité de l'eau pompée se manifeste clairement au niveau du forage F6 et de la source de Cauvy et dans une moindre mesure au niveau des forages thermaux. Nous confirmons qu'un axe privilégié

d'écoulement existe entre la Vise et le forage F6 et qu'il se poursuit jusqu'à la source de Cauvy. Nous montrons que les augmentations de salinité observées sur les différents ouvrages peuvent être liées soit à l'infiltration d'eau de l'étang de Thau par l'intermédiaire de la Vise (F9 et F14, Impact direct), soit à l'augmentation de la contribution d'eau marine initialement présente au sein du système (F5, F8, Impact indirect), soit aux deux composantes (F4, F6 et Cauvy, Impact direct et indirect). Sur la base des résultats obtenus dans cette étude, le volume d'infiltration d'eau de l'étang dans l'hydrosystème est d'au moins 18 m³/h. Il s'agit là d'une estimation minimale calculée sur la base des débits pompés aux différents ouvrages du secteur d'étude. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne disposons pas des données nécessaires pour évaluer le débit réel d'infiltration d'eau de l'étang de Thau lors d'un inversac.

Références bibliographiques :

- [1] Ladouche B., Millot R., Guerrot C. et Lamotte C. (2011) : Caractérisation géochimique des eaux de l'hydrosystème de la presqu'île de Balaruc-Les-Bains lors d'un épisode d'inversac, BRGM/RP 59922-FR
- [2] Aquilina L., Ladouche B., Doerfliger N., Seidel J.L., Bakalowicz M., Dupuy C., Le Strat P. (2002) Origin, evolution and residence time of saline thermal fluids (Balaruc springs, southern France) : implications for fluid transfer across the continental shelf, *Chemical Geology*, 192 - pp. 1-21
- [3] Ladouche B., Bakalowicz M., Cubizolles J., Dorfliger N., (2001). Etude du pourtour est de l'étang de Thau (Hérault) - phase II- Caractérisation hydrochimique des réservoirs souterrains karstiques et thermaux, volume 3. BRGM/RP-50788-FR -
- [4] Ladouche B., Aquilina L., Doerfliger N., Bakalowicz M. (2003) Caractérisation de l'origine des eaux thermales du système karstique de Thau par l'approche géochimique et isotopique, in AIH - 10ème - Carcassonne - France - 28-29/11/2003, pp. 73-80
- [5] Aquilina L., Ladouche B., Dorfliger N., Bakalowicz M., Seidel J.L. (2003) Hydrochemistry of a complex karstic system : Thau lagoon (Sud de la France), *Ground Water*, Vol. 41, N°6, p. 790-805
- [6] Pinault J.L., Ladouche B., Dorfliger N., Bakalowicz M., (2004) Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach : The saline springs of Thau, southern France, *Water Resources Research*, 40 W08501
- [7] Ladouche B., Bakalowicz M., Courtois N., Dorfliger N., Pinault j.l., Chemin P., Anus s., Cubizolles j., Venet Ch. (2001) Etude du pourtour de l'étang de Thau (Hérault) - phase II- Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau, volume 2. BRGM/RP-50787-FR -
- [8] Veizer J.J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 17, 141–167.

Origine de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique de l'île de Djerba (Tunisie) : Application des méthodes hydrochimique et Isotopique

Rim Trabelsi et Kamel Zouari

Laboratoire de Radio-Analyse et Environnement, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax
rimaenis@yahoo.fr, kamel.zouari@enis.rnu.tn

I. INTRODUCTION :

La salinisation des eaux souterraines est l'un des problèmes les plus complexes qui affectent les eaux souterraines des aquifères côtiers surtout en région aride et semi-aride. La surexploitation des eaux souterraines dans plusieurs régions du monde a provoqué la baisse du niveau piézométrique et la détérioration de la qualité chimique des eaux. Diverses études menées dans plusieurs pays comme Chypre [1], l'Italie [2], La France [3], Palestine occupée [4], l'Espagne [5], le Portugal [6], le Maroc [7, 8] et la Tunisie [9, 10, 11, 12], ont prouvé qu'en plus des phénomènes de lessivage des sols et les pratiques de l'irrigation qui participent à l'augmentation de la minéralisation, la mer constitue une origine commune de la salinisation des aquifères côtiers.

Dans le Sud tunisien, les eaux souterraines constituent la principale ressource utilisée pour répondre aux besoins en eau des différents secteurs socio-économiques, vu l'absence de cours d'eau permanents.

L'île de Djerba située au Sud Est de la Tunisie est caractérisée par un climat méditerranéen à tendance sub-aride (Fig.1). Ce climat est marqué par un déficit hydrique du fait que l'évaporation (1500mm/an) dépasse de loin la pluviométrie moyenne annuelle estimée à 207 mm/an. Djerba, la plus grande île tunisienne (514 km²), a connu ces dernières années un développement important du secteur touristique accompagné par une demande en eau de plus en plus accrue conduisant à une exploitation croissante des ressources en eaux souterraines. L'exploitation de cette nappe se fait par des puits de surface pour des fins généralement agricoles. Uniquement trois forages ont été réalisés, lors des années cinquante, dans la région de Guallela, pour assurer à cette époque l'alimentation en eau potable.



Figure 1 – Carte de Localisation de la zone d'étude

Malgré sa déclaration comme périmètre de sauvegarde depuis 1986, la nappe phréatique de Djerba est soumise à une forte exploitation (3,8 Mm³/an) dépassant les ressources renouvelable. La surexploitation de cette nappe s'est manifestée par une baisse générale de la piézométrie d'une part, et par l'augmentation

de la salinité des eaux dans les régions côtières, d'autre part. Dans ce contexte, cette étude a été entreprise afin d'identifier les processus d'acquisition de la salinité de la nappe phréatique de Djerba, en se basant sur la combinaison des méthodes hydrochimiques et isotopiques.

II. APERÇU GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Les différentes formations géologiques affleurantes dans l'île de Djerba sont d'âge quaternaire (Fig.2). Les formations du Crétacé, de l'Oligocène et du Miocène ne peuvent être détectées que par les forages. En effet, le Crétacé est très profond à l'île, on le rencontre après 800 m de profondeur. L'Oligocène, ayant une faible épaisseur, est situé à une profondeur dépassant 750 m. Concernant le Miocène, il est très puissant, avec une épaisseur dépassant 600m.

Faisant partie de la plaine côtière de la Djeffara, l'île de Djerba est affectée par un réseau de failles, orientées NW-SE, parallèle à la faille majeure d'effondrement passant par Mareth, Medenine et Ben Guerdane (Fig.2). L'île présente ainsi, une activité tectonique importante. Les argiles du Mio-pliocène indifférenciées, la croûte du villafranchien et les dépôts indurés de calcaires fins du Tyrrhénien constituent les niveaux marqueurs de cette déformation cassante [13].

L'île de Djerba referme un aquifère superficiel de structure complexe, logé dans les différents niveaux sableux du Mio-Plio-Quaternaire ainsi que dans les calcaires marins du Tyrrhénien [14]. Ces sables sont présents dans presque toute l'île, à l'exception de la côte Nord Est où on rencontre les calcaires du Tyrrhénien en bordure [15]. Cette nappe phréatique, la plus importante nappe superficielle du Sud-Est tunisien [16], renferme près de 60 % des puits de surface du gouvernorat de Médenine. L'épaisseur totale de la formation aquifère varie d'une cinquantaine à une centaine de mètres [17].

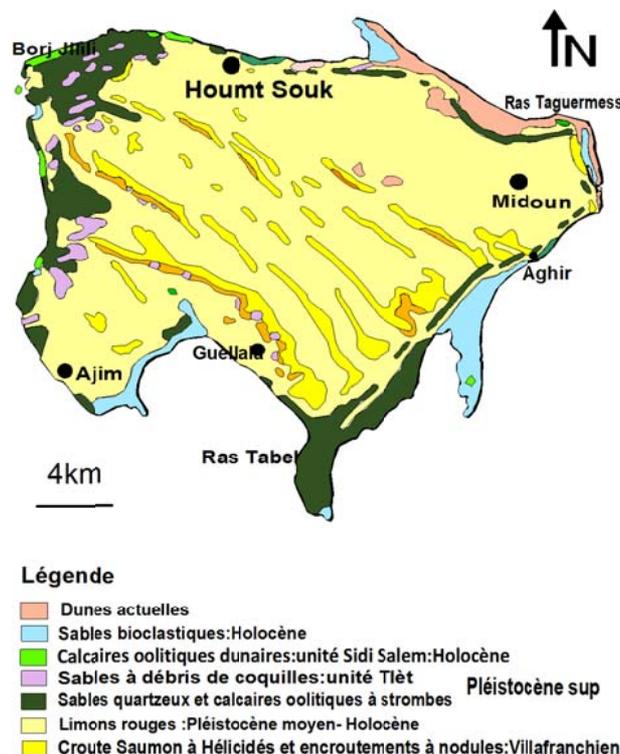


Figure 2 – Carte géologique de la zone d'étude

La carte piézométrique de l'année 2008 de cet aquifère (Fig.3), montre qu'il s'agit d'une nappe divergente dont l'exutoire naturel est la mer. Les zones de recharge correspondent aux régions les plus élevées topographiquement. Elles se situent à Dharet Guallela et au niveau de la région de Sidi Salah, plus au Nord. L'alimentation primordiale de cet aquifère est assurée surtout par l'infiltration des eaux de pluie.

Cependant, la migration de l'isopièze -1m à l'intérieur du continent, dans la partie Est de L'île, peut engendrer l'inversion du gradient hydraulique. Ce qui met en évidence la vulnérabilité de cette région au phénomène de l'intrusion marine (Fig.3).

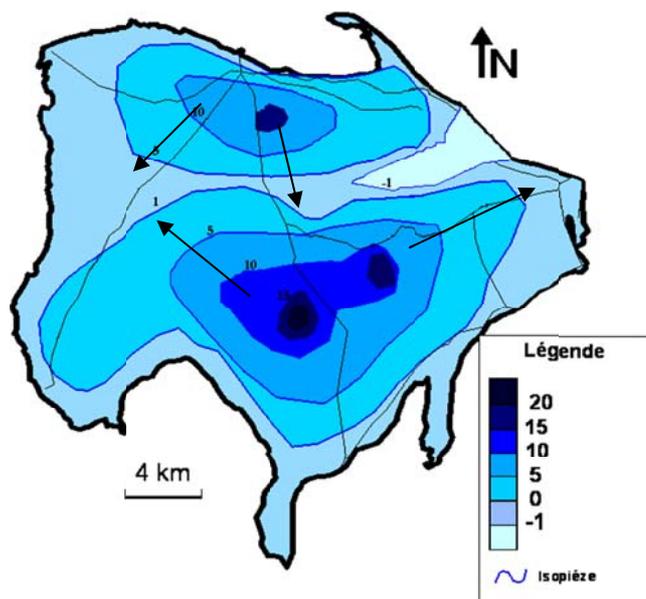


Figure 3 – Carte Piézométrique de l'année 2008

III. ECHANTILLONNAGES ET ANALYSES

Un total de 11 échantillons a été prélevé de la nappe phréatique pendant l'année 2007, en plus d'un échantillon de l'eau de mer (Fig.4). La conductivité, la température et le pH ont été mesurés sur le terrain. Les analyses chimiques ont été effectuées par chromatographie ionique en phase liquide où les teneurs en Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , Br^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ ont été déterminées.

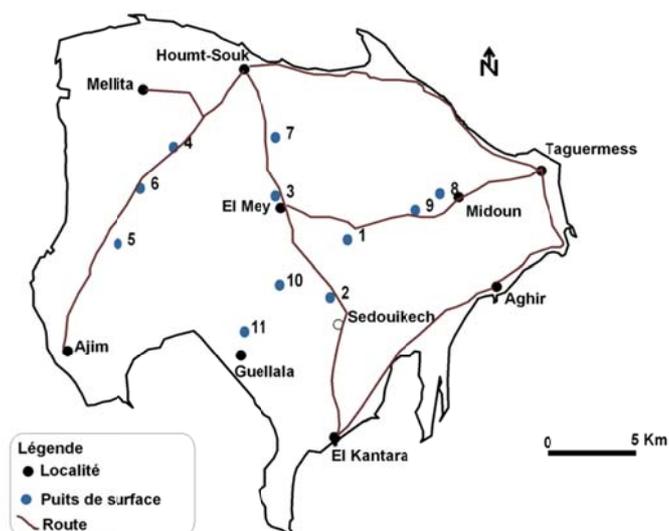


Figure 4 – Carte de localisation des points d'eaux échantillonnées

Les échantillons ont fait l'objet d'analyses en isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) par spectrométrie laser. Les résultats sont exprimés en part pour mille par rapport au standard international VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). L'ensemble de ces analyses ont été effectuées au laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) de Tunisie.

IV. RESULTATS ET DISCUSSION

IV.1. Répartition spatiale de la minéralisation

La carte de répartition spatiale du résidu sec des eaux de la nappe phréatique de Djerba montre des valeurs qui oscillent entre 2171 et 9795 mg/l. Les valeurs les plus faibles sont observées au centre de l'île (Fig.5) témoignant d'un apport d'eau douce. Les eaux les plus minéralisées caractérisent les puits situés sur la frange côtière. L'augmentation de la salinité dans ces puits est liée, soit à l'intrusion des eaux salées à partir de la mer, soit aux interactions eau-roche de l'amont vers l'aval du bassin dans le sens d'écoulement souterrain.

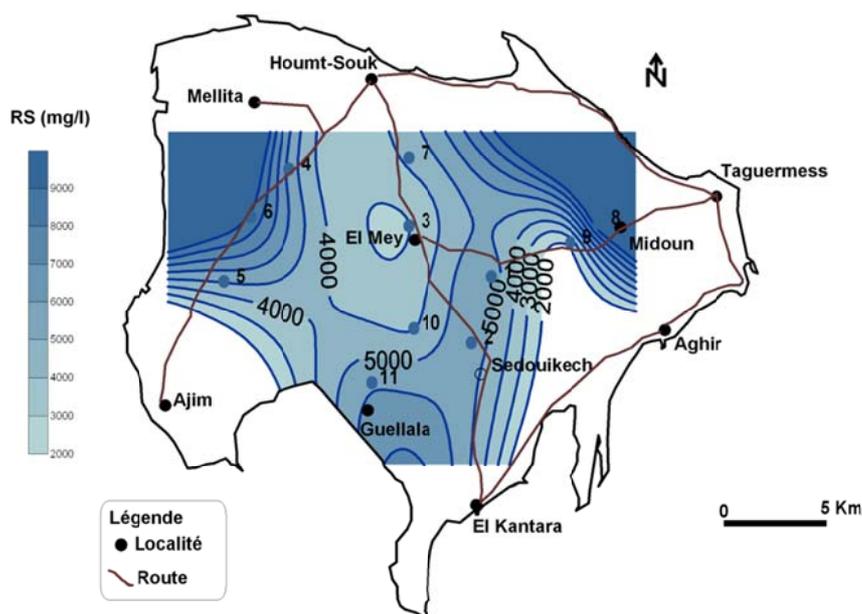


Figure 5 – Carte de répartition spatiale du résidu sec des eaux de la nappe phréatique de Djerba

IV.2. Faciès Chimique et matrice de corrélation

Sur le diagramme de Piper, les points représentatifs des eaux de la nappe phréatique montrent un alignement des points qui traduit l'évolution entre un faciès sulfaté calcique et un autre chloruré sodique traduisant la complexité des processus d'acquisition de la minéralisation (Fig.6). Cette gradation est très nette dans le triangle des anions, où les eaux souterraines montrent un enrichissement progressif en Cl en s'approchant des côtes. Les eaux se caractérisant par un faciès chloruré sodique, typique de celui de l'eau de mer, peuvent indiquer un processus d'intrusion marine.

La matrice de corrélation (tab. 1) met en évidence les fortes relations existantes entre la variable représentant la salinité (RS) et quelques éléments chimiques (Cl^- , SO_4^{2-} , Br^- , Na^+ et Mg^{2+}) où le coefficient de corrélation est compris entre 0,79 et 1. Ainsi, ces éléments chimiques sont à l'origine de l'augmentation de la salinité des eaux dans les régions côtières.

IV.3. Le rapport Na^+/Cl^-

Dans le diagramme Na^+ en fonction de Cl^- (Fig.7a), les eaux faiblement minéralisées s'alignent sur une droite de pente 1, indiquant ainsi une probable dissolution de l'halite. Cette droite relie surtout les points situés dans le centre de l'île de Djerba. Certains points d'eau (6, 8, 11) montrent un rapport molaire Na^+/Cl^-

proche à celui de l'eau de la méditerranée (0,86) [9] (Fig.7a) et se placent sur la droite de dilution de l'eau de Mer.

Tableau 1 – Matrice de corrélation entre les éléments chimiques

	RS	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	CO ₃	Cl	SO ₄	Br
RS	1									
Ca	0	1								
Mg	0.97	0	1							
Na	1	0.01	0.95	1						
K	0.96	0.01	0.88	0.97	1					
HCO ₃	0	0.02	0.03	0	0.01	1				
CO ₃	0.36	0.04	0.28	0.39	0.48	0.09	1			
Cl	1	0.01	0.96	1	0.97	0	0.39	1		
SO ₄	0.79	0.1	0.78	0.74	0.68	0.01	0.11	0.75	1	
Br	0.99	0	0.96	0.99	0.96	0	0.39	1	0.75	1

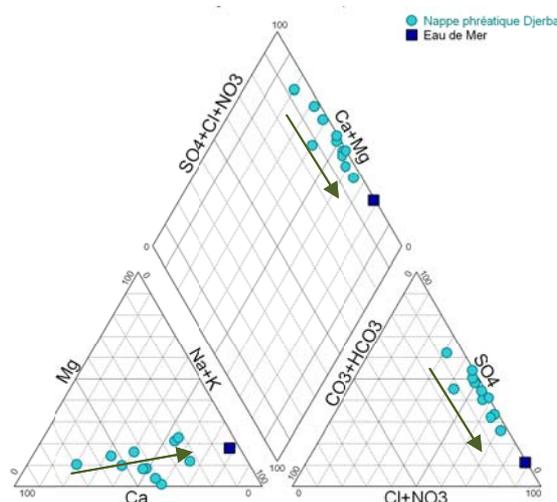


Figure 6: Diagramme de Piper des eaux de la nappe phréatique de Djerba

IV.4. Le rapport Br⁻/Cl⁻

Vu leur comportement géochimique similaire et leur faible activité chimique, le brome et le chlore sont toujours associés pour étudier l'origine des chlorures et les anomalies de salinité affectant les eaux souterraines. En effet le brome est considéré comme un bon indicateur du phénomène de l'intrusion des eaux marines dans les aquifères côtiers. Les eaux marines présentent un rapport Br⁻/Cl⁻ de l'ordre de 1,5 et 1,7‰ [7]. Les eaux évaporées enrichies en chlorures et appauvries en bromures doivent afficher des valeurs plus faibles. Les valeurs les plus élevées par rapport à l'eau marine correspondent à des eaux anormalement enrichies en bromures et qui peuvent provenir des bassins fermés ou des secteurs à faible circulation des eaux [7].

Dans le diagramme Br⁻/Cl⁻ en fonction de Cl⁻ (Fig.7b) quelques points d'eau (6, 8, 11) se trouvent dans le domaine de dilution de l'eau de mer avec un rapport molaire Br⁻/Cl⁻ compris entre 1,5 et 1,7‰, traduisant une origine marine de la salinité. D'autre part, l'augmentation des teneurs en brome dans le puits 3, caractérisé par une salinité relativement faible (3g/l), peut être expliquée par le fait que dans les régions côtières les aérosols en provenance de la mer sont enrichis en Br⁻ et par la suite les pluies auront un rapport Br⁻/Cl⁻ proche de celui de la mer.

D'autres points (9 et 10) ont des rapports beaucoup plus faibles témoignant de l'existence d'une autre source de salinisation (dissolution de sels).

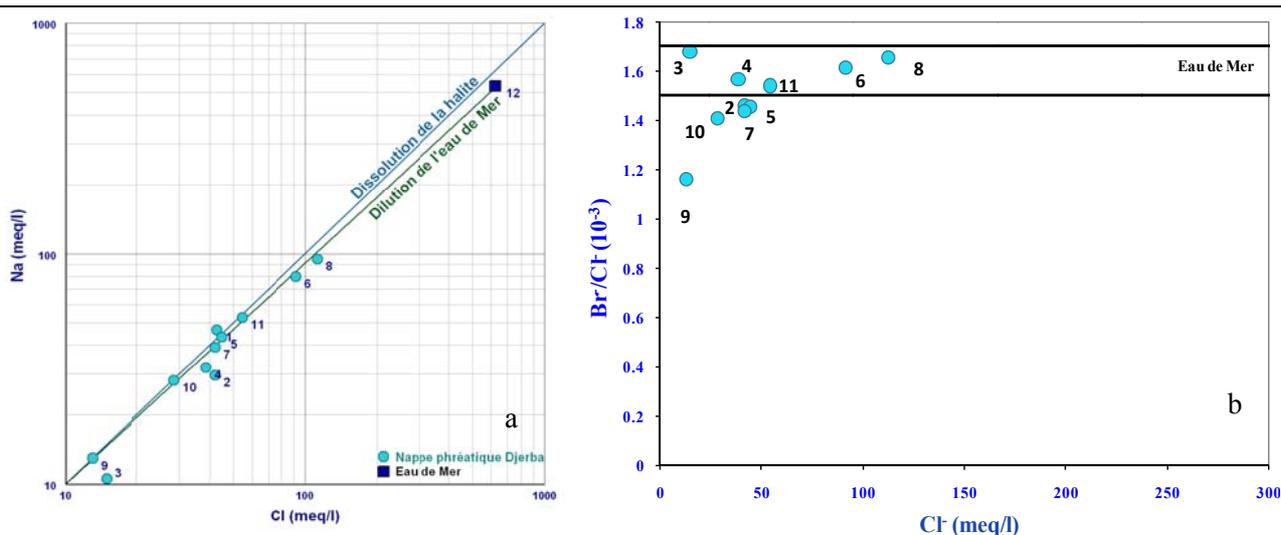


Figure 7– Evolution des teneurs en Na^+ (a) et du rapport Br^-/Cl^- (b) en fonction de la teneur en Cl^- (meq/l) des différents points d'eaux

IV.5. Les rapports $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ et $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$

Les rapports $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ et $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (en méq/l) peuvent être utilisés comme traceurs naturels de temps de résidence de l'eau de mer dans les aquifères côtiers [18]. En effet, le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ augmente en fonction de la proportion d'eau de mer introduite dans les aquifères. Les eaux marines sont caractérisées par un rapport proche de 5, cependant, les eaux douces se caractérisent par un faible rapport inférieur à 1 [7,18]. L'augmentation du rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ et la diminution du rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ observées dans les puits 9 et 6 témoignent d'un processus d'intrusion marine plus important avec un écoulement rapide (Fig.8). Les eaux de certains du puits (11 et 7) ont des rapports $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ élevés et des rapports $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ faibles, ce qui suggère un écoulement plus lent et un processus d'intrusion d'eau de mer plus faible.

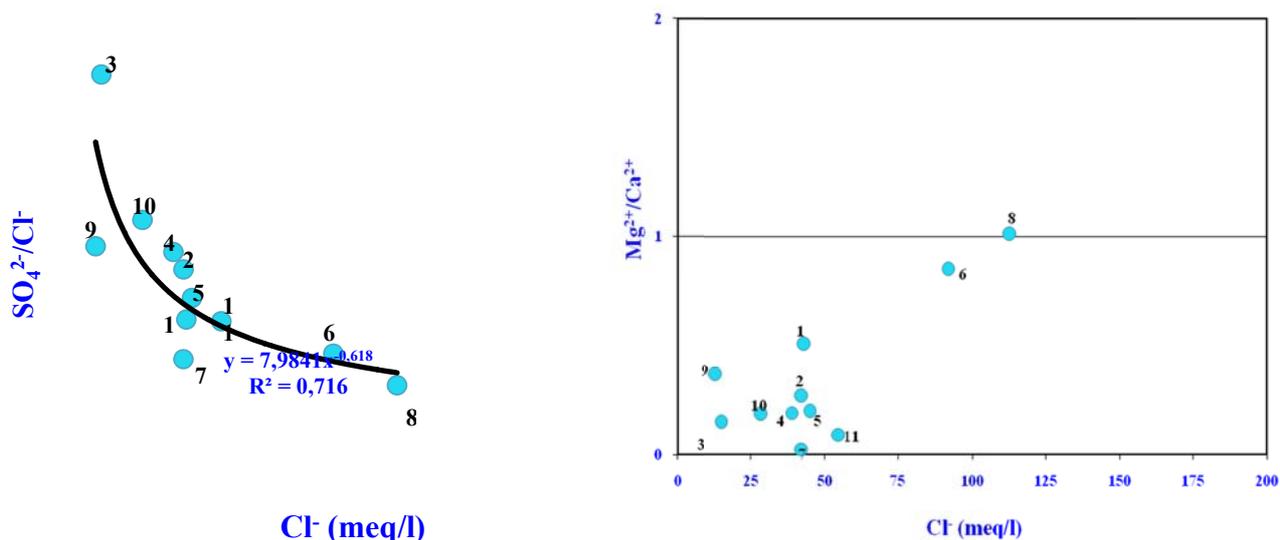


Figure 8– Rapports $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (a) et $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ (b) en fonction de la teneur en Cl^- (meq/l)

V. LES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU

Sur le diagramme $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ (Fig.9), on a rapporté la droite météorique mondiale (DMM) et la droite météorique locale de Sfax (DM Sfax) : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 13$ [19]. Les eaux échantillonnées présentent des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ qui varient de -2,39 à -6,36 ‰ vs VSMOW traduisant l'existence de diverses origines d'eau. Le puits n°4 situé au Nord du bassin montre les teneurs les plus faibles en isotopes stables (-6,36 ; -45‰) qui peuvent être expliquées par un mélange avec les eaux de la nappe profonde de la Djefara, favorisé par l'existence du réseau de failles. Les puits 5, 9 et 10 se placent sur les droites météoriques suggérant une infiltration rapide des eaux de pluie au centre de l'île de Djerba. Les autres points d'eau se répartissent selon une droite de mélange avec l'eau de mer, traduisant un phénomène d'intrusion marine.

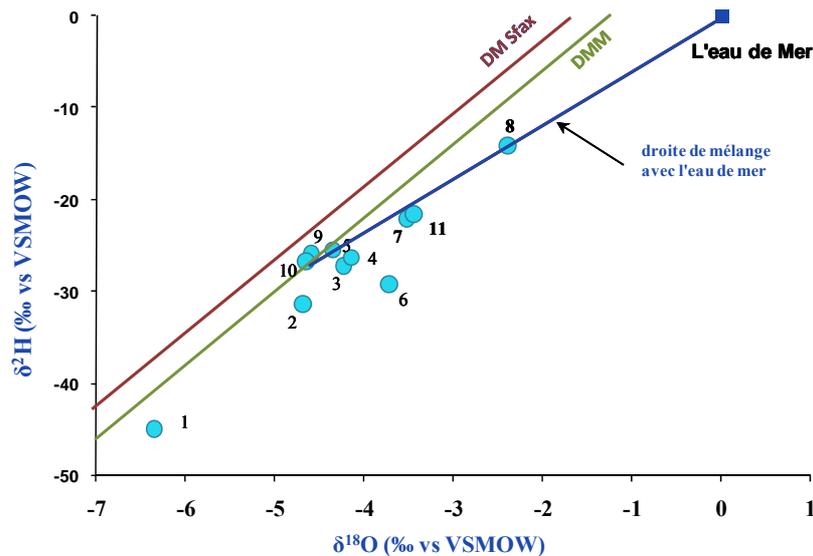


Figure 9— Diagramme oxygène-18/Deutérium des eaux de la nappe phréatique de Djerba

VI. QUANTIFICATION DE L'INTRUSION MARINE

Le taux d'intrusion des eaux marines peut être estimé en se basant sur l'équation de conservation des chlorures.

$$F = \frac{[Cl^-]_{ech} - [Cl^-]_{douce}}{[Cl^-]_{mer} - [Cl^-]_{douce}} \times 100$$

Avec: F : Taux de mélange avec l'eau de mer exprimé en (%);

Cl^-_{ech} : La concentration en Cl^- des eaux échantillonnées

Cl^-_{douce} : La concentration en Cl^- des eaux souterraines douces

Cl^-_{mer} : Concentration en chlorures des eaux de la Méditerranée.

Les taux de mélange avec l'eau de mer calculés varient de 0 à 16%. Ils montrent que l'Est de l'île de Djerba est la région la plus touchée par l'intrusion de l'eau de mer.

VII. CONCLUSION

L'ensemble des résultats des analyses chimiques et isotopiques des eaux de la nappe phréatique de Djerba a permis de mettre en évidence deux principales sources de minéralisation.

Au centre de l'île, les eaux ont des rapports Na^+/Cl^- proches de 1, des rapports Br^-/Cl^- inférieurs à celui de l'eau de mer, dévoilant que la dissolution des évaporites, est la principale source de minéralisation.

Cependant, dans les régions côtières, et plus particulièrement la côte Est de l'île, la baisse piézométrique causée par les prélèvements excessifs a engendré une intrusion des eaux marines. Ceci a été suggérée par les rapports ioniques ($Br^-/Cl^- > 1,5\%$, Na^+/Cl^- proche de 0,86 et Mg^{2+}/Ca^{2+} important), ainsi que par les

isotopes stables qui ont met en évidence l'alignement des points d'eau selon une droite de mélange avec les eaux de mer.

A la lumière de ces résultats et pour préserver les conditions d'alimentation en eau de la population de l'île de Djerba, et assurer une gestion durable des ressources en eau, il convient de limiter à court terme l'exploitation des eaux dans les régions côtières, d'établir un schéma de gestion des eaux souterraines et d'examiner les possibilités de recharge artificielle dans les secteurs les plus vulnérables à l'intrusion marine.

Références bibliographiques

- [1] Milnes E., Renard P.H., 2004 - The problem of salt recycling and seawater intrusion in coastal irrigated plains: an example from the Kiti aquifer (Southern Cyprus). *Journal of Hydrology*, 288, pp 327-343.
- [2] Capaccioni B., Didero M., Paletta C., Didero L., 2005 - Saline intrusion and refreshing in multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, southern Italy): dynamics of degradation processes according to the hydrochemical characteristics of groundwaters. *Journal of hydrology*, 307, pp 1-16.
- [3] DE Montety V., Radakovitch O., Vallet-Coulomb CH., Blavoux B., Hermitte D., Vallès V., 2008 - Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France). *Applied Geochemistry*, 23, pp 2337-2349.
- [4] Rosenthal E., Vinokurov A., Ronen D., Magaritz M., Moshkovitz S., 1992 - Anthropogenically induced salinization of groundwater: A case study from the coastal plain aquifer of Israel. *Journal of Contaminant Hydrology*, 1992; 11: 149-171.
- [5] Pulido-Leboeuf P., 2004 - Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Applied Geochemistry*, 19, pp 1517-1527.
- [6] Cruz J.V., Sliva M.O., 2000 - Groundwater Salinization in Pico Island (Azores, Portugal): Origin and mechanisms. *Environmental Geology*, 10, 1181-1189.
- [7] Fakir Y., EL Mernissi M., Kreuser T., Berjami B., 2002 - Natural tracer approach to characterize groundwater in the coastal Sahel of Oualidia (Morocco). *Environmental Geology*, 43, pp197-202.
- [8] Bouchaou L., Michelot J.L., Vengosh A., Hsissou Y., Qurtobi M., Gaye CB., Bullen T.D., ZUPPI G.M., 2008 - Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco. *Journal of Hydrology*, 2008; 352: 267-287.
- [9] Fedrigoni L., Krimissa M., Zouari K., Maliki A., Zuppi G.M., 2001 - Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 332, pp 665-671.
- [10] Paniconi C., Khlaifi I., Lecca G., Giacomelli A., Tarhouni J., 2001-Modeling and Analysis of Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Eastern Cap-Bon, Tunisia. *Transport in Porous Media*, 43(1), pp 3-28.
- [11] Ben Hamouda M.F., 2008 - Approche hydrogéochimique et isotopique des systèmes aquifères côtiers du Cap Bon : cas des nappes de la Côte Orientale et d'El Haouaria, Tunisie. *Thèse de doctorat en sciences agronomiques de l'Institut National Agronomique de Tunisie*.
- [12] Trabelsi R., Abid K., Zouari K., Yahyaoui H., 2011 - Groundwater salinization processes in shallow coastal aquifer of Djefara plain of Medenine, Southeastern Tunisia. *Environ Earth Sci.*, DOI 10.1007/s12665-011-1273-8.
- [13] Bouaziz S., 1995 - Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'atlas saharien (Tunisie Méridionale) : Evolution des plaéochamps de contraintes et implications géodynamiques. *Thèse d'Etat. Faculté des Sciences de Tunis*, 485p.
- [14] Mamou A., Kassah A., 2002 - Eau et développement dans le sud tunisien Projet National mobilisateur « Potentialités et gestion de l'eau dans le Sud tunisien. *Cahier du C.E.R.E.S, Série géographique n°23.Centres d'études et de recherches économiques et sociales*. pp 249-267.
- [15] Khalili B., 1983 - Note pour la création d'un périmètre de sauvegarde pour la nappe phréatique de Jerba; Direction des ressources en eau. *Rapport interne, CRDA de Médenine DGRE*.
- [16] Teissier J.L., 1967 - Etude Hydrogéologique de la nappe phréatique de Djerba. *Rapport interne. CRDA de Médenine*, 32p.
- [17] Yahyaoui H., 1998 - Fluctuations piézométriques des nappes d'eau souterraines de Médenine. *Rapport interne, CRDA de Médenine*.
- [18] Pulido-Leboeuf P., Pulido-Bosch A., Calvache M. L., Vallejos A., Andreu J. M., 2003 - Strontium, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ and $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ratios as tracers for the evolution of sea water into coastal aquifers: The example of Castell de Ferro-aquifer. *C.R.Geoscience* 335, pp 1039-1048.
- [19] Trabelsi R., 2009 - Caractérisation hydrogéologique et géochimique du système aquifère de la Djefara (Sud-Est tunisien): Modélisation et Intrusion marine. *Thèse de doctorat, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax*, 219p.

Caracterización hidroquímica e isotópica y uso de trazadores naturales para la conceptualización de un patrón de flujo en el sistema hidrogeológico hipersalino de Fuente de Piedra (Málaga-España)

F. J. Montalván Toala^{(1), (2), (3)}, J. Heredia Díaz⁽¹⁾ y F.J. Elorza Tenreiro⁽²⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España; (2) Universidad Politécnica de Madrid; (3) Centro de Investigación y Proyectos Aplicados a las Ciencias de la Tierra – Escuela Superior Politécnica del

Litoral

fj.montalvan@igme.es

I. INTRODUCCIÓN

La laguna de Fuente de Piedra es un humedal que con un alto valor ecológico, ha sido declarada Reserva Natural y fue uno de los primeros humedales de España en entrar al convenio de Ramsar. La laguna (13 km²) posee en una cuenca endorreica (150 km²), donde afloran calcarenitas del Mioceno, que albergan un acuífero de agua dulce, y el Complejo Caótico Subbético (CCS), que define el muro del acuífero Mioceno. El CCS del Mioceno inferior-medio es un olistostroma formado por una matriz margo-yesífera de edad triásica y bloques calizos, dolomíticos y margosos de edad Jurásica a Oligocena. Entre el modelo genético de la laguna, el modelo conceptual de su sistema hidrogeológico y el modelo genético-evolutivo de la salmuera existe una relación muy estrecha. La laguna se originó por karstificación y colapso del material yesífero-salino del CCS. En el área se presentan grandes contrastes de densidad: el agua dulce del acuífero superficial, la salobre de la matriz margo-yesífera y las salmueras someras y profundas. Tradicionalmente, la salmuera presente en el sistema se consideró de origen evaporativo y se la ubicó únicamente en la zona de descarga, basándose en el modelo clásico de cuencas endorreicas en climas semiáridos. Sin embargo, las investigaciones realizadas en los últimos años (Heredia et al, 2004, 2010; Ruiz et al, 2007) indican que el origen de las salmueras no es exclusivamente evaporativo. Mediante el empleo de hidroquímica, isótopos y trazadores naturales se identificó el modelo genético-evolutivo de la salmuera y un patrón de flujo del sistema hidrogeológico consistente y coherente con el mencionado modelo. Finalmente, mediante modelación hidrogeoquímica se caracterizó el origen de las diferentes salmueras del sistema en el cual intervienen la evaporación, disolución, dilución y mezcla de las aguas presentes en la cuenca

II. OBJETIVO

Se presenta el uso de la hidroquímica, isótopos y trazadores naturales para identificar: el modelo genético-evolutivo de las salmueras de la cuenca y un patrón de flujo del sistema hidrogeológico consistente y coherente con dicho modelo.

Références bibliographiques:

[1] Heredia J., G. de Domingo A., Ruiz J. M., Araguás L. 2010. Fuente de Piedra lagoon (Spain): a deep karstic flow discharge point of a regional hydrogeological system. 4th ISKA. Advances in Research in Karst Media. Ed. Springer. Leipzig, Germany. 2010.

Evolution spatio-temporelle de la nappe phréatique de Korba-El Mida, Cap-Bon (Tunisie) et impact de sa recharge artificielle par les eaux usées traitées

Mekni Amira ¹, Lise Cary ², Souissi Abderrazek ¹, Gaaloul Noureddine ³

¹ INAT: Institut National Agronomique de Tunis 43, Avenue Charles Nicolle 1082 -Tunis- Cité Mahrajène

² BRGM : 3 avenue C. Guillemin, BP 6009 , 45060 Orléans

³ INRGREF: Institut National de Recherche en Génie Rural Eaux et Forêts : Rue Hédi Elkarray, Elmenzah IV. BP N°10, Ariana 2080, Tunisie

amiramekni@gmail.com, l.cary@brgm.fr, souissiabderrazek@iresa.agrinet.tn, gaaloul.noureddine@iresa.agrinet.tn

RESUME

Les aquifères côtiers en Tunisie ont subi une dégradation progressive au cours des cinquante dernières années suite aux périodes prolongées de sécheresse, les opérations excessives de pompage et les actions anthropiques récentes. La nappe côtière de Korba-El Mida (Nord-Est de la Tunisie), a manifesté les signes les plus aigus de la surexploitation provoquant une invasion du biseau salé sur une large partie de l'aquifère. De ce fait, la qualité de l'eau de ces nappes n'est apte, dans la plupart des cas, que pour l'irrigation de certaines cultures.

La comparaison des cartes piézométriques et de salinité collectées depuis 1962 a montré des dépressions piézométriques accompagnées d'une augmentation de la salinité confirmant le phénomène d'intrusion marine. En réalité, la demande en eau de cette zone est de loin plus importante que ses disponibilités. Un site de recharge par la réutilisation des eaux usées traitées issues de la station d'épuration de Korba et subissant un traitement tertiaire a été mis en place en 2008.

Le traçage des nouvelles cartes piézométriques a montré une remontée non négligeable au droit du site dès la première année de la mise en service de la station, moins marquée au-delà du site avec une diminution de la salinité. L'analyse des isotopes du Bore sur quelques piézomètres de contrôle a démontré des mélanges relativement considérables d'eaux usées dans la nappe Plio-Quaternaire, ce qui confirme cette légère amélioration de la salinité de la nappe.

En conclusion, cette légère amélioration quantitative et qualitative en termes de salinité de l'état de la nappe est très locale et elle n'a pas beaucoup dépassée le site de recharge, en raison du volume de recharge relativement faible ou bien de la forte exploitation.

I. INTRODUCTION

La Tunisie est un pays aride à semi-aride sur les ¾ de son territoire caractérisé par la rareté de ses ressources en eau et par une variabilité accentuée du climat dans l'espace et dans le temps.

Les aquifères côtiers constituent une part non négligeable des ressources en eau des bassins sédimentaires tel que la région du Cap Bon situé au Nord Est du pays. Ces aquifères calcaires dont les ressources en eau sont intimement liées aux pluies, constituent une part non négligeable des potentialités en eau susceptibles d'y être mobilisées en quantités adéquates et avec une bonne salinité. Malheureusement, au cours des temps géologiques, ils ont subi des périodes de décharge et de recharge, eaux douces ou salées, en réponse aux changements de gradients hydrauliques induits en particulier par la surexploitation, les mouvements tectoniques, les changements du niveau marin, les changements morphologiques, climatiques et par les forçages anthropiques.

Suite à la forte demande en eau de cette région, ces nappes phréatiques sont actuellement exploitées, dans leur majorité, au-delà de leurs potentialités même les nappes profondes sont déjà à une exploitation quasi-optimale. En fait, la demande en eau de cette zone est de loin plus importante que ses disponibilités.

En conséquence, la qualité de l'eau de ces nappes a subi une dégradation progressive et elle n'est apte, dans la plupart des cas, que pour l'irrigation.

Dans le cadre de la stratégie décennale de la Tunisie dans le domaine de la réutilisation des eaux usées traitées, un site de recharge au droit du bassin korba-El Mida a été installé afin de lutter contre l'invasion marine de cette nappe côtière qui constitue un facteur limitant au développement socio-économique de la région.

II. ETUDE DU MILIEU PHYSIQUE

II. 1 Contexte Géographique

Située au Nord-Est de la Tunisie, la nappe de Korba-Mida correspond à la partie centrale de la plaine de la côte orientale du Cap-Bon. Elle est limitée au Sud par Oued Sidi Othmen, au Nord par Oued Lebna, à l'Ouest par Jbel Sidi Abderrahmane et à l'Est par la mer méditerranéenne.

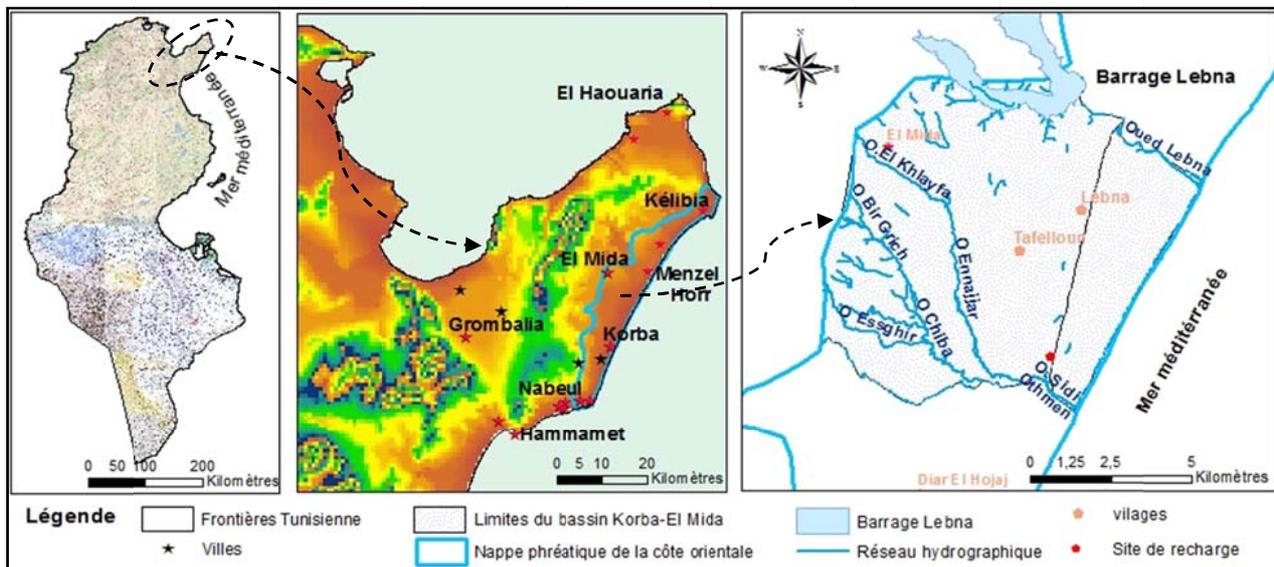


Figure 1 – Carte de localisation géographique

II. 2 Contexte climatique

La région de korba-El Mida s'ouvre sur la Méditerranée ce qui lui confère un climat de type méditerranéen avec un hiver relativement froid et humide et un été chaud et sec. Le régime pluviométrique se caractérise par une irrégularité temporelle, inter-annuelle et intra-annuelle et une variabilité spatiale. La pluviométrie annuelle moyenne varie entre 400 et 450 mm/an, la lame infiltrée est estimée à moins de 10% de cette pluviométrie. L'humidité relative : entre 71 et 82% au niveau de la station de Korba. L'évapotranspiration potentielle (ETP) dans cette région est très importante (1100 mm/an) et variable selon les saisons ce qui rend le bilan hydrique déficitaire du mois de Février au mois de d'Octobre. Le déficit hydrique moyen annuel est de 754 mm soit donc un déficit moyen à combler de 7540 m³/ha/an.

II. 3 Géologie

Le système aquifère de la région korba-El Mida est constitué par une couche hétérogène datant du Quaternaire et d'une couche plus profonde correspondant au Miocène (ENNABLI, 1980) ; ces deux couches sont séparées par une couche argileuse correspondant au Pliocène. Il n'y a pas d'écran imperméable entre les formations Pliocènes et les dépôts du Quaternaire. De ce fait, l'infiltration qui alimente le Quaternaire bénéficie aussi indirectement au Pliocène. Inversement, un déversement des eaux du Pliocène pouvait contribuer à l'écoulement dans ses formations Quaternaires (ENNABLI, 1980).

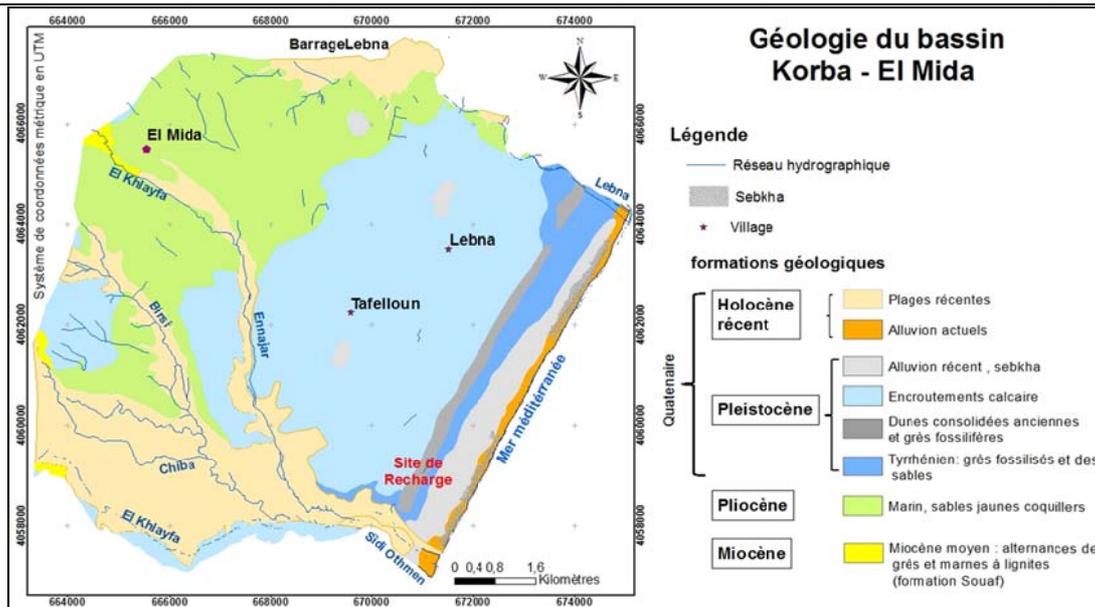


Figure 2 – Carte géologique du bassin korba - El Mida

Le Quaternaire est représenté par une lithologie composée d'argile et des sables argileux avec des intercalations sableuses. Il se présente sous les formes suivantes :

- Quaternaire continental représenté par une lithologie calcaire de 1m d'épaisseur ainsi que plusieurs systèmes des glacis et des terrasses alluviales. Ce Quaternaire est formé essentiellement par des sables à intercalations gréseuses formant ainsi des dunes à encroûtement calcaires et des sols des sebkhas avec des alluvions actuelles telles que : les sables, les graviers et les limons.
- Quaternaire marin développé dans la région de Korba. Il est formé de Sicilien qui correspond à des sables et conglomérats à faune marine.

Le Tyrrhénien ou le cordon tyrrhénien peut atteindre une altitude de 30m depuis le village de Tazarka au Sud jusqu'aux environs de la ville de Kélibia. Le Tyrrhénien est indiqué par un bourrelet marin littoral qui s'étend presque parallèlement à la côte actuelle.

Le Pliocène est défini par les sables Astiens sous forme d'un faciès plus grossier vers Nabeul-Menzel Temime. Il s'agit d'une molasse jaune très fossilifère d'âge Astien, présentant une variation latérale du faciès pouvant passer à des grès consolidés ou à des sables plus ou moins argileux et repose en discordance sur les marnes du Miocène supérieur redressées, dont l'épaisseur atteignant 1000m.

La formation Astien affleure au niveau de synclinal de Dakhla. En effet, l'affleurement atteint le Nord de l'oued Lebna ainsi que le Nord-Est de Tafelloune et se poursuit au niveau de la rive gauche de l'oued Chiba jusqu'au Nord de Menzel Hoor (Jemai, 1998).

Le Miocène moyen est composé d'un complexe argilo-marno.

II.4. Cadre hydrogéologique

Le réservoir de la nappe étudiée est constitué par le remplissage plio-quaternaire à dominance sablo-argileuse. L'épaisseur de cette formation n'atteint guère les 25 m à l'Est de Diar El Hojaj alors qu'elle peut dépasser les 100m dans la zone de Tafelloune (Jemai, 1998).

Ce système aquifère a toutes les apparences d'un système bicouche (Ennabli, 1980), une nappe plio – quaternaire et une nappe miocène plus profonde, séparées par une mince couche d'argile pliocène qui est considérée comme substratum pour la première nappe (Tarhouni, 2002).

La formation pliocène est sablo-limoneuse avec des intercalations d'unités marneuses et la formation Quaternaire est constituée de dépôts continentaux composés par des alternances de graviers, de sables et de limon avec de très fines intercalations argileuses.

L'alimentation des ces nappes est assurée par l'infiltration directe des eaux de pluie, par infiltration des eaux de crue des oueds ainsi que par la drainance de la nappe profonde. L'infiltration est estimée en moyenne à 32 mm/an (Ennabli, 1980) et à 18 mm/an par (Khlaifi, 1998) et par (Paniconi et al, 2001).

III. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE L'ETAT DE LA NAPPE

III.1. Fluctuations piézométriques de la nappe à partir des années 60

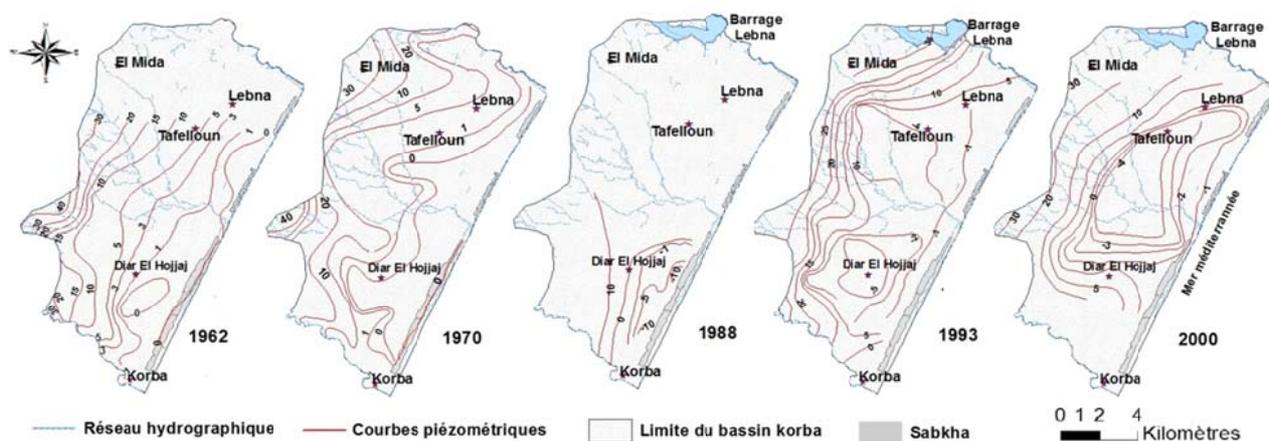


Figure 3 – Evolution des Cartes Piézométriques [carte.1962 (Daniel et Chabot, 1963), 1970 (Ennabli, 1980), 1988 (Ochi, 1988), 1993 (Rekaya, 1993, 2000 (CRDA Nabeul 2004)]

La carte établie en 1962 a permis de relever que l'écoulement général de la nappe de Korba était de l'Ouest vers l'Est en direction de la mer avec une charge hydraulique supérieure à zéro, cependant à l'intérieur du continent au Sud de Diar El Hojjaj et au Sud Est de Tafelloune s'est apparue pour la première fois l'isopièze zéro marquant le démarrage d'une exploitation intensive très localisée.

En 1970, l'isopièze zéro a progressé dans le continent formant deux cônes au niveau de Diar El Hjjaj et Tafelloune (4 à 5 km de la mer). Cette aggravation de la situation est liée à la réalisation et l'approfondissement de nouveaux puits et augmentation du débit pompé suite à l'électrification. La construction du barrage Chiba (1963) a participé aussi à la diminution de la nappe phréatique suite à la réduction de la recharge par ses effluents. D'après les données du CRDA, l'augmentation de l'exploitation des puits privés (300 puits exploités en 1962, 2000 puits en 2000 (Ouchi, 1988)) et l'irrégularité des précipitations expliquent l'apparition pour la première fois des côtes piézométriques négatives allant jusqu'à (-10 m) au niveau de Diar El Hojjaj en 1988, ce qui contribue à l'accélération de l'intrusion marine.

La carte établie en 1993 fait apparaître deux lobes de dépression à Diar El Hojejj et au Sud de Tafelloune. Les gradients hydrauliques sont inversés vers la partie centrale de l'aquifère déclenchant un état critique de la nappe, plusieurs puits ont été salinisés et abandonnés.

L'invasion du biseau salé le long de la côte orientale se retrouve à quelques kilomètres dans les terres. Les baisses piézométriques sont importantes et varient de -3m à plus de 5m dans les régions de Korba et Tafelloune (Annuaire piézométriques, 1995-1998)

La carte piézométrique tracée en 2000 lors de l'étude du projet de «Recharge artificielle des nappes de Cap Bon par les eaux usées traitées» n'a montré aucun signe d'aggravation de la situation. Cependant, nous avons noté une légère amélioration au niveau des régions de Diar el Hojjejj et Tafelloune et qui s'explique par les effets conjugués de la stabilisation de l'exploitation et les opérations de la recharge artificielle par injection des eaux du Nord dans des puits de surface (Jarraya Horriche et al, 2006).

La détérioration localisée de la situation piézométrique de la zone montre que cette situation est en relation, d'une part, avec l'intensification locale de l'exploitation, d'autre part, avec l'épaisseur de la zone saturée. En effet, les zones qui montrent les rabattements les plus importants se situaient dans des endroits où le substratum est à une profondeur de presque 10 m (Jemai, 1989).

La carte piézométrique de juin 2006 montre un écoulement multidirectionnel avec un écoulement vers des dépressions piézométriques situées à Diar El Hajjej, à Garaet Sassi et au sud de Diar El Hajjej, ainsi qu'à l'est de Tafelloune au niveau de la région littorale, cette carte révèle des hauteurs négatives affichant localement une valeur maximale de - 12 m (kouzana, 2007).

III.2. Salinité

Plusieurs origines sont mises en jeu lors du processus de la salinisation de la nappe de Korba dont nous citons essentiellement l'intrusion marine, le retour des eaux d'irrigation, la nature lithologique des roches du réservoir et l'activité anthropique qui multiplie les sources de pollution hydrique (Fedrigoni et al., 2001). Ces sources reconnues dans la région sont essentiellement composées des rejets des eaux industrielles non raccordés au réseau ONAS, ceux des eaux usées traitées issues des STEP et ceux des eaux usées urbaines non traitées. L'utilisation intense des engrais chimiques, au niveau des périmètres irrigués occupant une grande surface de la plaine côtière, contribue énormément à la nuisance de la qualité de la nappe (Ben Rahma, 2006).

La comparaison des cartes de salinité entre les années 1962 et 1996 (figure 4) montre des plages à salinité élevée qui ont gagné de la surface avec le temps. En effet, la carte des concentrations en sels en 1962 était de l'ordre de 1.5 g/l dans la partie longeant la mer qui est relativement faible alors qu'en amont de l'aquifère les concentrations en sels peuvent atteindre les 5 g/l.

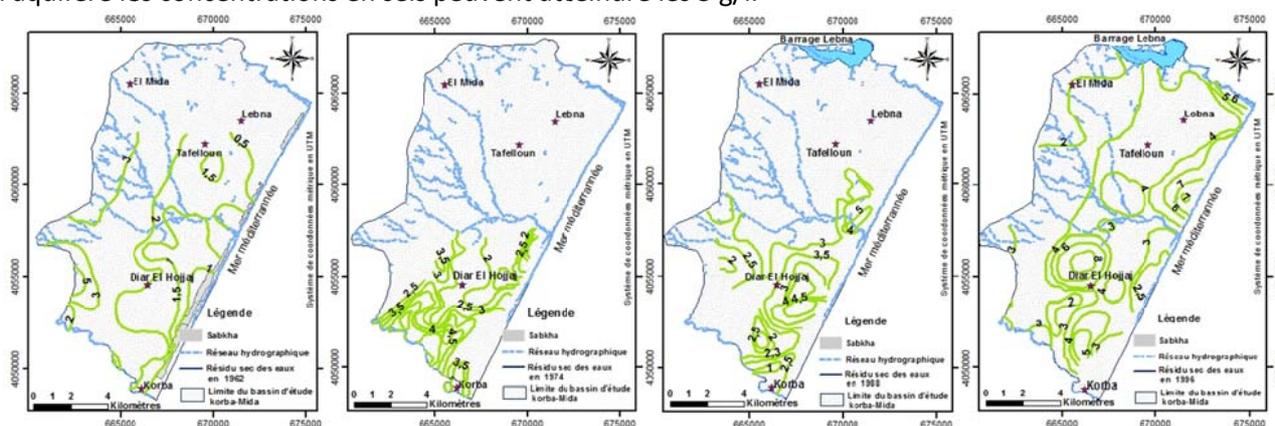


Figure 4 – Evolution de la salinité de la nappe de Korba 1962-1996

La faible salinité en bordure de mer peut s'expliquer par la présence des dunes qui favorisent l'infiltration des eaux de pluie et/ou de crue des oueds (Jemai, 1998). Les teneurs en sels plus importantes à la partie amont sont intimement liées à la nature lithologiques des formations géologiques captées par les puits, et formant le piedmont de Djebel Abderrahmane, où affleure le Miocène constitué par des dépôts d'origine marine.

En 1974 la qualité des eaux des zones côtières a connu une dégradation, les concentrations en sels ont dépassé les 3 g/l faisant preuve de la menace de l'intrusion marine sur la dégradation de la qualité des eaux de la nappe côtière, à cause de l'exploitation intensive de la nappe.

De même en 1988, la qualité de l'eau continue à se dégrader, les salinités enregistrées ont dépassé les 5 g/l, au niveau de la frange côtière, sous l'effet conjugué de la succession des années déficitaires et de l'exploitation croissante causant ainsi l'inversion du gradient hydraulique et donc avancée du biseau salé.

Cette détérioration de la qualité des eaux ne se fait pas parallèlement à la côte, ce qui met en conséquence le rôle de recharge joué par oued Chiba ainsi que celui de l'infiltration favorisée par les dunes Tyrrhéniennes. En fait, au Nord Est de l'oued Chiba la qualité s'est beaucoup détériorée alors qu'au Sud Est, la salinité a légèrement augmenté. Cette situation est due, d'une part, à la présence des dunes Tyrrhéniennes qui favorisent l'alimentation de la nappe, d'autres part, à l'existence d'un barrage géologique qui limite l'intrusion des eaux marines (Jemai, 1998).

Des approches multidisciplinaires ont été utilisées pour étudier les conséquences de l'intrusion d'eau de mer. Les plus récentes études combinent géophysiques et hydrochimie (KOUZANA et al, 2009; KOUZANA et al, 2010.) et isotopes stables (Ben Hamouda, 2009). Le processus principal affectant la qualité des eaux souterraines est l'échange de cations par lequel la solution s'enrichit relativement en Ca et s'appauvrit en Na, Mg, SO₄, K et B. La précipitation de calcite et dolomite, ainsi que la réduction des sulfates, sont des phénomènes couramment observés.

L'étude des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène montrent l'importance de la recharge météorique actuelle de la nappe près des rivières, un mélange des eaux avec l'eau de mer dans la zone de dépression piézométrique, et également un mélange avec des eaux profondes miocène et oligocène pour les points de la nappe profonde (Ben Hamouda, 2009). Toute la région est concernée par des teneurs en nitrates particulièrement élevées issues d'une importante contamination par l'agriculture, (BEN HAMOUDA et al., 2009; KOUZANA et al., 2009; KOUZANA et al., 2010).

Face à cette sollicitation incontrôlée de la nappe, il fallait remédier à ces problèmes engendrés par l'exploitation intensive des aquifères, plusieurs mesures ont été prises suivant le cas et qui ont consisté en :

- l'instauration de périmètres de protection, de sauvegarde ou d'interdiction afin de limiter les prélèvements.

- l'apport d'une ressource en eau allochtone, les eaux de Nord, véhiculée au niveau du canal Medjerda-Cap Bon.

- le renforcement des conditions d'alimentation des systèmes aquifères, par la mise en place des aménagements hydrauliques et des ouvrages de conservation des eaux et des sols, avec une priorité accordée aux régions qui ont atteint un état de surexploitation.

Par ailleurs, devant la demande de plus en plus croissante de l'eau aussi bien pour la boisson que pour l'industrie et surtout celles liées à l'intensification des activités agricoles, et compte tenu de la limitation des ressources hydriques conventionnelles, le recours à la mise en application d'une politique de gestion rationnelle et rigoureuse de l'exploitation des ressources est devenu inévitable, basée à la fois sur la valorisation et l'économie des ressources en eau et la réutilisation d'une ressource non conventionnelle qui ne cesse de s'accroître d'une année à une autre : les eaux usées essentiellement traitées (Jarraya Horriche et al, 2006).

IV. IMPACT DE LA RECHARGE

IV. 1 Descriptif et dispositif du site

Le site de Korba-El Mida est situé à environ 300 m au Nord de la station d'épuration de Korba et distant de 1.5 Km de la côte. Il se trouve à l'altitude 15 m/NGT. A ce niveau, les côtes piézométriques sont de l'ordre de - 2 m, à l'ouest du site se manifeste une dépression piézométrique de - 4 m et la salinité des eaux souterraines avoisine 5 g/l (CRDA de Nabeul, 2004). Le projet de recharge se situe donc en limite de la zone contaminée par l'invasion marine. La recharge artificielle a pour objectif l'arrêt de la progression du biseau salé (CRDA de Nabeul, 2004).

Le site a été choisi suite aux études géologiques, hydrogéologiques, environnementales et de faisabilité ainsi qu'à l'analyse d'intérêt socio-économique du projet de la recharge artificielle des nappes en tenant compte de la disponibilité en eau de la station d'épuration. La station d'épuration de Korba fonctionne sur le procès des boues activées à faible charge, après un prétraitement mécanisé.

Mise en eau du site: 22 Décembre 2008
Dispositif : 3 bassins rectangulaires creusés
sur sol dont deux sont en fonctionnement
simultané et un au repos.
Vitesse d'infiltration : 0.5 (m /j)
Superficie du site: 4.46 ha.
Mode d'alimentation en eau : Alimentation
gravitaire par bâchées à partir d'un bassin
tampon de 300 m³ produisant une lame d'eau
théorique de 200 mm.
Volume disponible pour la recharge: 1500
m³/j (CRDA de Nabeul, 2004).



Figure 5 – Localisation du site de recharge de korba-El Mida

IV. 2 Situation après la recharge

Des campagnes de mesure des fluctuations piézométriques et de qualité ont été réalisées depuis la mise au service du site de recharge pour suivre l'effet de la recharge au droit du site à partir des piézomètres de contrôle ainsi que sur quelques puits privés aux alentours.

IV. 2.1 Piézométrie

Au cours de ces trois dernières années, en traçant les cartes de piézométrie, les premières marques observées traduisant l'effet de la recharge ne sont aperçus qu'au droit du site.

En fait, la nappe se trouvait à la côte -1.5, à hauteur du site, inférieur au zéro de la mer sur toute la zone à l'ouest du site de recharge. Celle ci passe à une côte voisine de voisine de -4 à l'ouest en limite de la zone de recensement des puits. Par contre, à l'Est du site la nappe est à une côte un peu supérieur à zéro dû à l'arrêt de l'exploitation intensive; la plupart des puits sont abandonnés (CRDA, 2004).

En 2009, nous avons remarqué une remontée du niveau de la nappe juste au niveau du site poursuivi progressivement en 2010 avec une amélioration à l'Ouest du site de recharge dans la zone des puits quoiqu'elle a été moins ressentie en 2011 (figure 6).

En fait, dans la zone où existe le réseau d'irrigation à partir des eaux du Nord, les puits continuent à être utilisés d'une façon intensive pour l'irrigation en mélangeant ces eaux avec les eaux de la nappe.

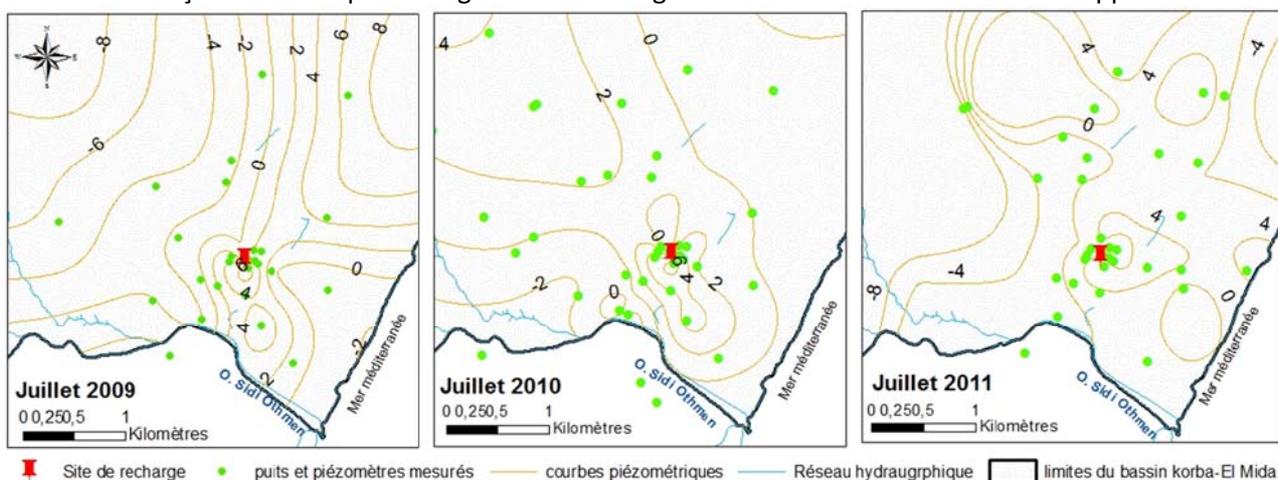


Figure 6 – Cartes piézométriques après recharge

IV. 2.2 Qualité des eaux de la nappe

Parallèlement à la remontée du niveau de la nappe, les mesures du résidu sec ont confirmé cette légère amélioration de la qualité des eaux de la nappe plio-quadernaire de korba-El Mida, même si elle n'a été observée qu'aux alentours les plus proches du site. En effet, la salinité des eaux de la nappe a atteint les 10g/l (CRDA, 2004) passant à des valeurs entre 2 et 4 g/l sous l'effet de la recharge en 2011 au droit du site.

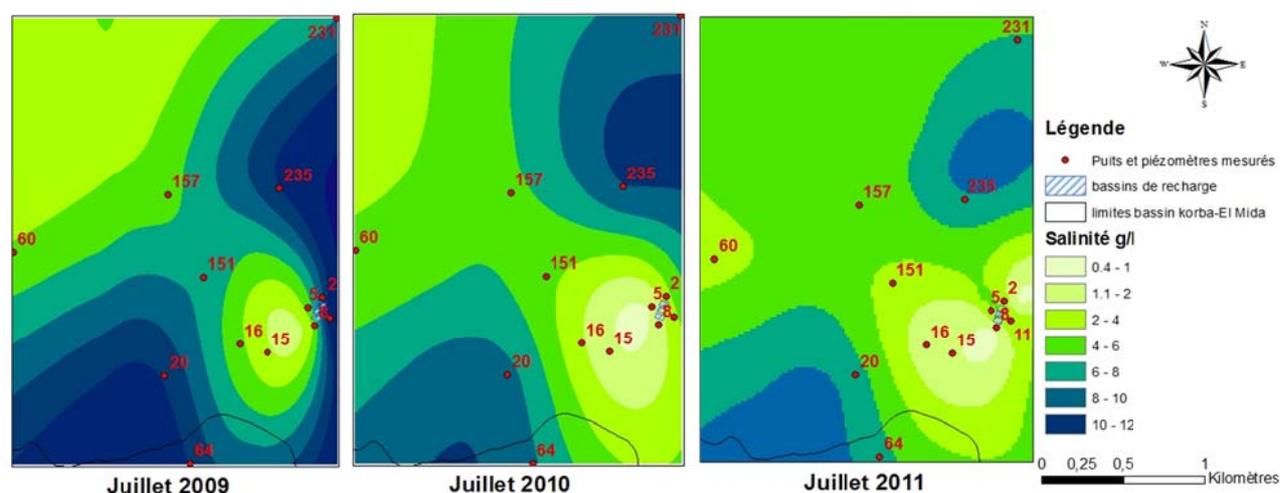


Figure 7 – Cartes de salinité après recharge

Le bore est un bon traceur des eaux usées domestiques en raison de leurs concentrations de perborates de Na et de Ca issus des lessives, avec une signature isotopique bien définie et des concentrations en Bore dépassant fréquemment 0,1 mmol / L (Vengosh 2003). L'analyse des isotopes du Bore a permis de confirmer l'importance des mélanges dans la nappe Plio-Quaternaire, avec des contributions des eaux de pluie, des eaux profondes miocènes par drainance ascendante (Cary et al, submitted). Seuls quelques piézomètres de contrôle situés sur le site de recharge témoignent d'un mélange avec un certain volume d'eaux usées traitées, les puits des agriculteurs aux alentours ne sont pas ou très peu affectés. Enfin, la concentration non négligeable des eaux de recharge, en chlorures et sodium notamment, ne peut qu'être une limite à l'amélioration de la salinité de la nappe.

V. CONCLUSION

Au cours des temps géologiques, l'aquifère de korba a subi des périodes de décharge et de recharge, eaux douces ou salées, en réponse aux changements de gradients hydrauliques induits essentiellement par l'intensification du pompage et des changements climatiques conduisant à une intrusion du biseau salé qui s'est aggravé à travers le temps.

Le site de recharge par les eaux usées traitées korbe-El Mida, en 2008, était la solution pour freiner cette intrusion marine.

L'analyse des cartes piézométriques et du résidu sec de l'aquifère après cette recharge a montré une légère amélioration au droit du site les deux premières années suivant le démarrage du site (2009 et 2010) qui s'est manifestée par une remontée du niveau piézométrique et d'une diminution du résidu sec, moins marquée en 2011 en raison du volume de recharge relativement faible ou bien de la forte exploitation.

L'étude doit être approfondie par des approches pluridisciplinaires, notamment par une modélisation hydrodynamique et hydro-chimique du transport de solutés vers la nappe.

Références bibliographiques

- Ben Hamouda, M. F., Leduc, C., Tarhouni, J., and Zouari, K., 2009. Origine de la minéralisation dans l'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie). *Sécheresse* 20, 78-86.
- Ben Rahma K. (2006) Optimisation des réseaux piézométriques et de qualité des eaux des nappes de la Côte Orientale de Cap Bon. Mémoire de diplôme de master. ESIER de Medjez El Bab
- Cary, L., Mekni, A., Casanova, J., Guerrot, C., and Gaaloul, N., submitted. New insights of the Korba aquifer dynamics under artificial recharge running with boron isotopes (Cape Bon, Tunisia). *Applied Geochemistry*.
- CRDA. Nabeul, 2004. Projet de recharge des nappes de Cap Bon à partir les eaux usées et traitées. Etude d'avant projet sommaire sur le site de Korba. DGRE.
- Daniel J. M. et Chabot M. (1963) Aménagement de l'oued chiba. Régularisation des apports par les ressources souterraines. Etude hydrogéologique de la région de Korba. Rapport IRH 112. SCET. Tunisie.
- DGRE. 1998-1999. Annuaire d'exploitation des nappes phréatiques.
- Ennabli M. (1980) Étude hydrologique des aquifères du nord-est de la Tunisie par une gestion intégrée des ressources en eau. Thèse de doctorat d'état. Université de Paris.
- Jemaii. (1998) — Evolution de la nappe de Korba. Etude hydrogéochimique et modélisation numérique. Diplôme des Etudes Approfondies, I. N. A. T. Tunis.
- Jarraya Horriche F. (1995) Elaboration d'un modèle de transport de masse par la méthode des trajectoires des particules. Mémoire de diplôme d'études approfondies. Faculté des sciences de Tunis.
- Jarraya Horriche F., Chemingui A., Cheref A., Ouslati M. Naceur , Jlassi F. et Rekaya M. (2006) Evolution of groundwater salinity of oriental coastal aquifer (Cap Bon of Tunisia). Regional Conference on Ground Water Protection, Libya, 20-22 November 2006.
- Khlaifi I. (1999) Contribution à l'étude de l'intrusion marine par un modèle de transport tridimensionnel : interfaçage avec des systèmes d'informations géographiques. Mémoire de fin de cycle de spécialisation. INAT.
- Kouzana, L., Ben mammou, A., and Gaaloul, N., 2009. Intrusion marine et salinisation des eaux d'une nappe phréatique côtière (Korba, Cap-Bon, Tunisie). *Revue internationale de géologie, de géographie et d'écologie tropicales* Tome 1, 57-70.
- Kouzana, L., Benassi, R., Ben mammou, A., and Sfar felfoul, M., 2010. Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi arid zones. Case of the Korba coastal aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 58, 242-254.
- Ouchi J. (1988) Effet de l'exploitation intensive d'une nappe côtière sur l'intrusion du biseau salé : cas de la nappe de Korba. Mémoire de fin de cycle de spécialisation. Faculté des sciences Tunis.
- Paniconi C. , Khlaifi I. Lucca G. , Giacomelli A. et Tarhouni J. (2001) A Modelling Study of Seawater Intrusion in the Korba Coastal Plain, Tunisia. *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol. 26, No. 4, pp 345-351.
- Rekaya M. (1993) Carte piézométrique non publiée de la nappe de la Côte Orientale en 1993
- Vengosh, A., 2003. *Treatise on Geochemistry*, Chap 9, p 333-365

Impact of climate change on groundwater and its management in three coastal Mediterranean aquifers

T.Y. Stigter^(1,2), L. Ribeiro⁽¹⁾, JP. Nunes⁽³⁾, B. Pisani, B.⁽⁴⁾, Y.Fakir,⁽⁵⁾ R. Hugman^(1,2),
Y. Li⁽⁴⁾, S. Tomé⁽⁶⁾, J. Samper⁽⁴⁾, R. Oliveira⁽⁶⁾, JP. Monteiro⁽²⁾, H. El Himer⁽⁵⁾

⁽¹⁾Geo-Systems Centre/CVRM, Instituto Superior Técnico, Lisbon, Portugal,

⁽²⁾Geo-Systems Centre/CVRM, CTA, Universidade do Algarve, Faro, Portugal

⁽³⁾CESAM, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal

⁽⁴⁾Escuela de Caminos, Universidad de A Coruña, Spain

⁽⁵⁾Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco

⁽⁶⁾CEHIDRO, Instituto Superior Técnico, Lisbon, Portugal

tibor.stigter@ist.utl.pt

I. INTRODUCTION

Groundwater resources are under increasing pressure due to large abstraction rates for various consuming activities, particularly agriculture (irrigation), public water supply (consumption) and industry. In coastal areas intensive aquifer exploitation can lead to seawater intrusion, a serious problem worldwide, including the Mediterranean countries. Climate change may particularly aggravate this problem in the Mediterranean region (e.g. Giorgi 2006), due to the combined effect of rising sea levels and reduced recharge of aquifers associated with the expected decrease in precipitation and average temperature increase. Research performed in the scope of the CLIMWAT project, one of eight transnational research projects funded under the CIRCLE-MED network (<http://www.circle-med.net/>), aimed to assess the impact of climate change on coastal groundwater resources and dependent ecosystems in three Mediterranean areas (Stigter et al., *submitted*). Here we focus on the consequences for groundwater and its management.

II. STUDY AREAS

The three study sites are located in the Central Algarve in the south of Portugal, the *La Plana de La Galera* near the Ebre Delta of northeastern Spain and the Atlantic Sahel at the central western coast of Morocco. Their location is indicated in Figure 1. All areas are characterized by a Mediterranean climate, with dry and warm summers and cool wet winters. Mean annual temperature and rainfall for the 1980-2010 climate normal are respectively 17.5 °C and 739 mm in the Central Algarve, 17.2 °C and 609 mm in La Plana de La Galera and 18.6 °C and 411 mm in the Atlantic Sahel, which has the warmest and driest climate. Most of the rainfall in La Plana de La Galera occurs in autumn and spring. Its dry summer season is shorter than that of a typical Mediterranean climate.

In the Central Algarve, the large karstified carbonate rock aquifer known as Querença-Silves, constitutes the most important groundwater reservoir in South Portugal, due to its large area and significant recharge. The main outlets of the aquifer are springs located at the aquifer boundaries, particularly in the west, where the aquifer borders an estuary. Land use is dominated by irrigated citrus culture in the western sector, whereas extensive dry farming occupies the eastern sector. Currently 30% of mean annual recharge (approximately 100 hm³) is exploited for irrigation and 10% for urban water supply (Stigter et al., 2009).

The Ebre river and delta dominate the landscape at the Spanish study site, but local surface runoff is low. The La Plana de La Galera multi-layer aquifer sits on a graben filled with Mesozoic, Tertiary and Quaternary materials (CHE, 1999). Conglomerates and limestone gravels form the Quaternary aquifer, and below this Mesozoic limestones form a regional confined multilayer karst aquifer (Pisani et al, 2011). The Quaternary aquifer receives recharge over the entire area of the outcrop. Lateral inputs from the western aquifers also

occur. Discharge primarily occurs underground towards the Ebre river and the limestone aquifer in the East (CHE, 1999), as well as a number of important springs, locally known as “ullals”, which feed the only fresh water ecosystems in the Ebre Delta and therefore have great ecological value. The land is occupied by irrigated citrus and (mainly) rain-fed olive groves, as well as natural vegetation and urban and industrial zones. Groundwater use is about 40% of annual areal recharge (the latter estimated at 55 hm³).

The Atlantic Sahel geomorphology is characterised by NE-SW Plioquaternary oriented dunes, parallel to the ocean. The wetland of Oualidia-Sidi Moussa is composed of saltmarshes and the two lagoons of Oualidia and Sidi Moussa, fed by ocean water and groundwater discharge from the Plioquaternary calcareous sandstone aquifer, as well as the underlying Hauterivian limestone aquifer. Evidence of karstification processes within the coastal zone was provided by Fakir (2001) and Fakir and Razack (2003). In the absence of permanent surface runoff, groundwater is the single source of freshwater for all the socio-economic activities. Currently, of the estimated 70 hm³ of mean annual recharge, about 30% is exploited, mainly for irrigation of vegetable crops, but also providing drinking water to the city of Oualidia and rural villages.



Figure 1. Location of the three study areas. Base map © Google

III. METHODS

Regarding the climate scenarios, the available scenarios from the ENSEMBLES project were selected (Van der Linden and Mitchell 2009), including results from 1950 up to 2100, resulting from different combinations of a Regional Climate Model (RCM) and a driving Global Circulation Model (GCM), including Europe and parts of North Africa, with a 25x25 km resolution and the A1b CO₂ emission scenario (IPCC, 2000). Three climate models cover the three study sites and the period up to 2100: CNRM-RM5.1, C4IRCA3 and ICTP-REGCM3. Data collection included downloading temperature (T) and precipitation (P) data from the ENSEMBLES site for selected reference periods, and two future climate normals: 2020-2050 and 2069-2099. 1980-2010 was chosen as the reference or control period, i.e. the period for which bias correction of the RCM results is performed. For Spain the period was 1960-1990. Bias correction was applied to the data, using two different approaches, in order to compare their applicability (Stigter, et al., submitted).

The downscaled data were used to develop scenarios of groundwater recharge, using a variety of approaches: i) for the Portuguese and Moroccan sites, water budget calculations based on two methods: Thornthwaite-Mather and Penman-Grindley, to obtain a measure of involved uncertainty; ii) advanced hydrological modeling for the Spanish site (Stigter, et al., submitted). Besides the elaboration of recharge

scenarios, the impacts of global warming on crop water demand and consequently groundwater extraction for irrigation were also assessed by analyzing the evolution of PET. Finally, the results were combined to develop multiple recharge scenarios, each consisting of a particular combination between RCM and, in the Portuguese and Moroccan sites, also the methods used for downscaling and recharge estimation.

Numerical simulation models for groundwater flow were then developed in horizontal and vertical 2D domains, using different softwares (Stigter, et al., submitted). The models were calibrated and validated with existing data from national monitoring networks and newly obtained data from project-specific monitoring surveys (Stigter, et al., submitted). Following calibration and validation, the developed recharge scenarios were integrated into the models, to study expected changes in the near and distant future in groundwater levels and the risk of groundwater deterioration due to seawater intrusion. For the sake of comparison, the same climate scenario model run was chosen for the three study sites, ICTP-REGCM3. For the Querença-Silves aquifer in Portugal, all the climate scenarios were run in the groundwater model to analyze the sensitivity of aquifer response. In addition to recharge, the scenarios considered increasing groundwater extractions for irrigation in time for the Querença-Silves and Atlantic Sahel aquifers, as well as sea level rise at all three study sites.

IV. RESULTS AND DISCUSSION

The results indicate strong increases in temperature (T) for all study sites, which point to higher evaporative demands (PET) as well. As for rainfall, the results point to a strong decrease in the Central Algarve and Atlantic Sahel sites, particularly for 2069-2099, and a relatively modest decrease in the Ebre Delta in 2069-2099 only. For 2020-2050 rainfall in the Central Algarve is predicted to decrease mostly during fall and increase in winter, whereas the Atlantic Sahel could see moderate rainfall increases in the late autumn-early winter period. There is however a strong variability in rainfall predictions between future climate scenarios, which result mostly from differences between the ENSEMBLES RCM predictions, and are therefore present in the three study sites.

These expected changes in climate result in a trend for decreasing recharge in all study sites, both due to the higher PET due to higher T (which also lead to higher irrigation requirements) and lesser available rainfall, with stronger decreases in 2069-2099 for the Querença-Silves and the Atlantic Sahel aquifers. At the *La Plana de La Galera* site the largest decrease in recharge is expected to occur in 2020-2050 due to the combined effect of a reduction in rainfall and an increase in T during autumn, the main recharge season. Net recharge rates are also expected to suffer different changes throughout the year; monthly changes are expected to follow rainfall changes, but the PET increase may also lead to higher soil moisture depletion during the dry season. For the Querença-Silves and Atlantic Sahel aquifers, in 2069-2099 decreases in groundwater recharge are expected in the entire wet season, whereas they will be most pronounced in autumn and spring at the *La Plana de La Galera* site. The interannual variability, which due to methodological aspects could only be analysed for Querença-Silves and the Atlantic Sahel (Stigter et al., submitted), shows an increase in the frequency of drought years already for 2020-2050. For the Querença-Silves aquifer, the higher 90% percentile value in 2020-2050 further indicates the occurrence of more extremely wet years. In 2069-2099, results indicate that the groundwater demand for irrigation will be higher than recharge at least once in every four years, if current land use is not modified. This could lead to irrigation water shortages during these periods, even more so when considering the fact that if necessary, public water supply will have priority over agriculture.

Figure 2 shows the predicted evolution of groundwater heads in representative boreholes of each of the three studied aquifers. The scenarios are based on recharge calculations for the ICTP-REGCM3 climate model run, and consider an increase in crop water demand for the Atlantic Sahel and Querença-Silves aquifers, maintaining the current spatial distribution of land use. Results seem most dramatic for these two aquifers. In the Atlantic Sahel, hydraulic heads in the recharge zone drop 10 m in 2020-2050, slightly stabilizing towards the end of that period and an additional 10 m towards the end of the century. In the

discharge area near the coast, the hydraulic head, nowadays just above 0 m above current mean sea level (+cmsl), shows a slightly increasing trend with regard to cmsl, driven by sea level rise, indicated by the dashed line. Heads drop below future msl, initially only at the end of summer, towards the end of the century throughout the entire year, indicating the occurrence of seawater intrusion. The negative heads are not expected to extend inland beyond the irrigated areas. The drastic lowering of recharge and increase in crop water demand are the main factors causing the negative effects in the Atlantic Sahel aquifer.

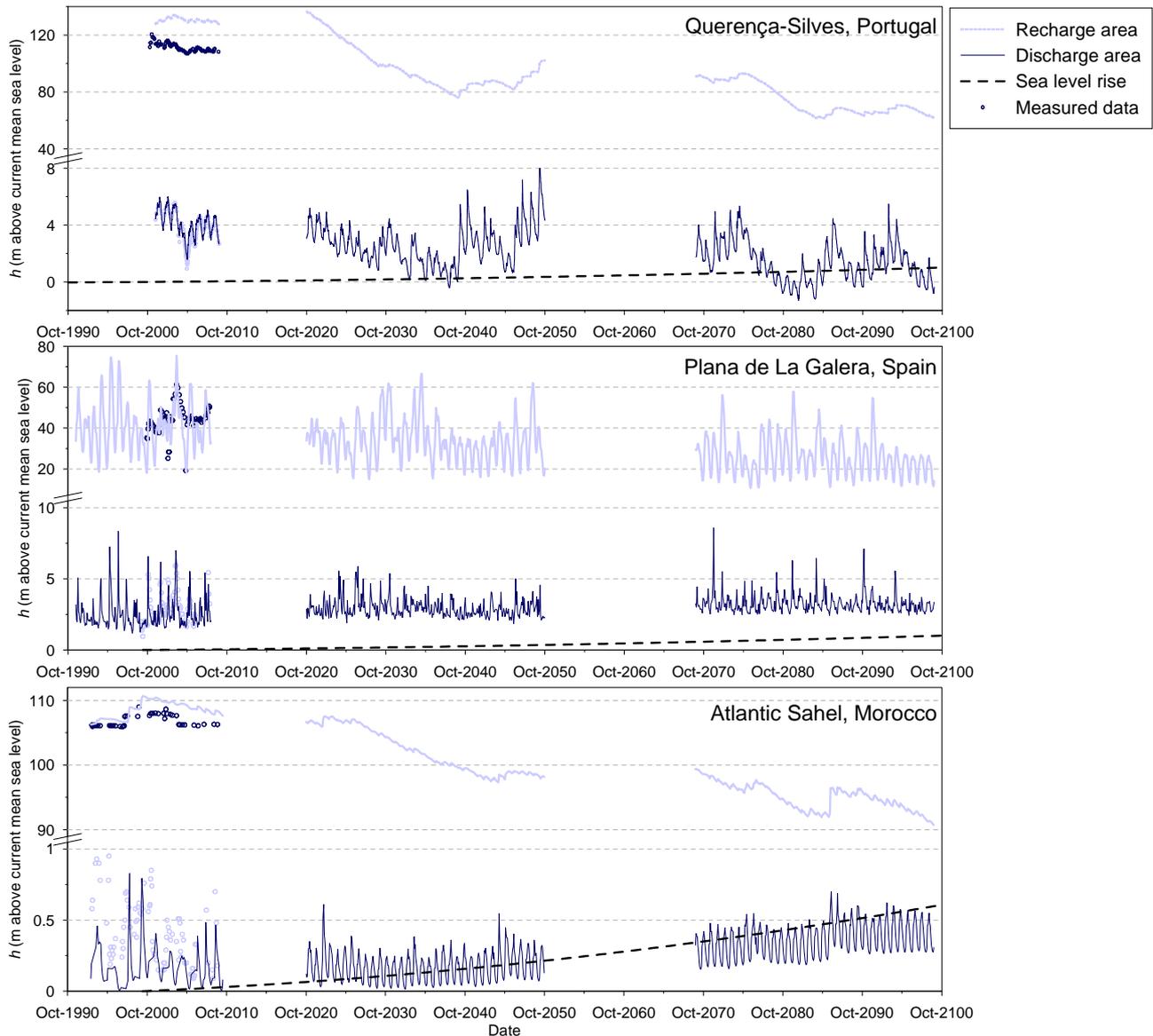


Figure 2. Time series of groundwater heads in representative boreholes located in the recharge and discharge areas of each of the three studied aquifers, showing the evolution until 2100; also shown are the observed data used for model calibration. Note the breaks and different scale in the y-axes.

The same is true in the Querença-Silves aquifer, where the results point towards a strong decline of hydraulic heads in the recharge area, up to 40 m in 2020-2050 and 70 m in 2069-2099. In the discharge sector of the aquifer groundwater levels are expected to decrease and then recover again towards the end of 2050, caused by the occurrence of several exceptionally wet years in this scenario. Droughts are also more frequent, but hydraulic gradient inversion and subsequent seawater intrusion only very rarely occur in 2020-2050. In contrast, half of the summers of 2069-2099 show negative heads in the discharge zone,

resulting in seawater intrusion. The latter is not the case for the La Plana de La Galera site in Spain, despite the significant lowering of hydraulic heads, up to 20 m for 2069-2099 in the recharge area. Similar to the other two aquifers, the piezometric levels near the Ebre river show an increasing trend driven by sea level rise. After the correction for sea level rise, one can see that the hydraulic heads in fact decline.

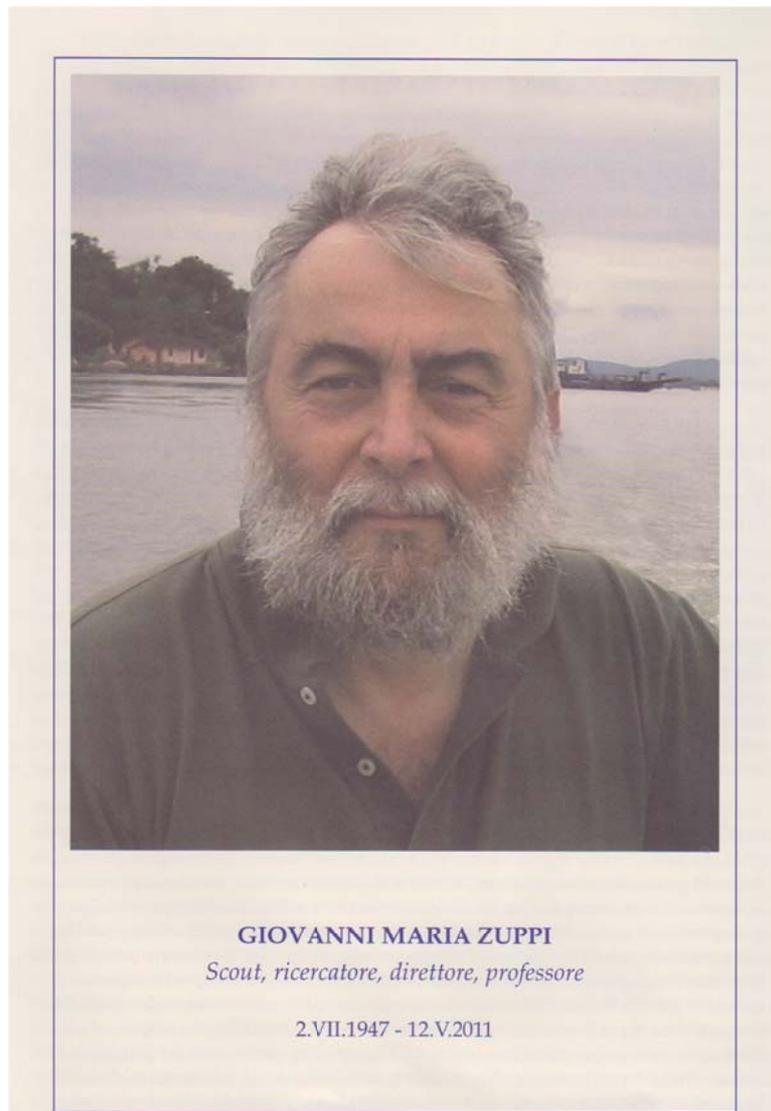
From the foregoing it is clear that climate change is expected to have a large impact on coastal groundwater resources. Though prudence is required, due to a high degree of uncertainty involved in the climate models, results seem to agree that in the short term, i.e. up to 2050, extreme events such as very wet years and droughts will occur more frequently and crop-water demands will increase, whereas on a long-term basis, i.e. until the end of this century, groundwater recharge will drop significantly, resulting in reduced availability and increased risk of seawater intrusion in coastal areas. Groundwater management in coastal zones will have to cope with these expected changes, in addition to dealing with the present-day, sometimes already intensive and uncontrolled, groundwater pumping activities that can have a more immediate and possibly more severe impacts on the aquifers than climate change. The determination of sustainable yields for aquifer exploitation, such as proposed for arid zones by Hugman et al. (*in press*), is therefore an essential step towards the implementation of adaptation measures. Such measures can either target consumption, by increasing water use efficiency in agriculture, public supply and domestic use, or availability, by enhancing groundwater (artificial) recharge and storage, as well as promoting the use of alternative water sources such as reclaimed wastewater for irrigation.

References

- [1] CHE (Confederación Hidrográfica del Ebro), 1999 – Delineation of hydrogeological units in the Ebre River basin. Hydrological Plan (In Spanish: Delimitación de unidades hidrogeológicas de la cuenca del Ebro. Plan Hidrológico). Consulting: INTECSA. <http://oph.chebro.es/documentacion/masasagua/subterranas/masasaguasubterra.htm>.
- [2] Fakir Y., 2001 – Some hydrogeological aspects of the Plioquaternary aquifer in the Sahel between Beddouza cape and Oualidia, (Province of Safi-Morocco). *Bulletin d'Hydrogéologie* 19: 3-16.
- [3] Fakir Y., Razack M., 2003 – Hydrodynamic characterization of a Sahelian coastal aquifer using the ocean tide effect (Dridrate Aquifer, Morocco). *Hydrological Sciences Journal*, 48(3): 441-454.
- [4] Giorgi F., 2006 – Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* 33, L08707. DOI:10.1029/2006GL025734.
- [6] Hugman, R., Stigter, T.Y., Monteiro, J.P., Nunes, L.M., *In press* – Influence of aquifer properties and the spatial and temporal distribution of recharge and abstraction on sustainable yields in semi-arid regions. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.8353.
- [7] IPCC, 2000 – Emissions Scenarios: A Special Report of IPCC Working Group III, IPCC, Summary for Policymakers ISBN 92-9169-113-5, <http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/sres-en.pdf>.
- [8] Pisani B., Samper J., Ribeiro L., Fakir Y., Stigter T., 2011 – Evaluación y gestión de los impactos del cambio climático en acuíferos costeros y ecosistemas asociados. *Clima y balance hídrico en la Plana de la Galera (Cataluña, España)*. In: *Proc. Zona No Saturada'11*, October 19-21, Salamanca, Spain. Pp. 353-358.
- [9] Stigter, T.Y., Monteiro, J.P., Nunes, L.M., Vieira, J., Cunha, M.C., Ribeiro, L., Nascimento, J., Lucas, H., 2009 – Screening of sustainable groundwater sources for integration into a regional drought-prone water supply system. *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 1-15.
- [10] Stigter, T.Y., Nunes, J.P., Pisani, B., Fakir, Y., Hugman, R., Li, Y., Tomé, S., Ribeiro, L., Samper, J., Oliveira, R., Monteiro, J.P., Silva, A., Tavares, P.C.F., Shapouri, M., Cancela da Fonseca, L., Yacoubi-Khebiza, M., El Himer, H., *Submitted* – Comparative assessment of climate change impacts on coastal groundwater resources and dependent ecosystems in the Mediterranean. *Special Issue of Regional Environmental Change*.
- [11] Van der Linden P., Mitchell J.F.B. (eds), 2009 – ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project, Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.

SESSION DU COMITE H2I
“Hydrogéologie, Hydrologie, Isotopes”
En hommage Gian Maria Zuppi

**Témoignages, cas d'études, utilisation des isotopes pour aider à
la caractérisation et à la gestion des aquifères côtiers**



Il est né le 2 juillet 1947 à Rome où il fut diplômé en Sciences Géologiques en 1970 à l'Université « La Sapienza ». En 1971, lauréat d'une bourse d'études du CNR pour l'étranger, il déménage à Paris pour travailler au Laboratoire de Géologie Dynamique de l'Université Pierre et Marie Curie, où il obtient le diplôme d'Études Approfondies (DEA) en « Hydrologie, hydrogéologie et géochimie des eaux ». Le DEA est le titre nécessaire en France pour être admis aux écoles doctorales, qu'il a pu fréquenter en 1971-1972 avec une bourse d'études du Ministère des Affaires Étrangères et, en 1973, avec une bourse d'études de cette Université. Il obtint brillamment le titre de docteur, entre 1973-1977 il servit comme diplômé technique auprès de l'Institut de Géologie, Paléontologie et Géographie Physique de l'Université de Turin.

De 1977 à 1981, il bénéficia d'un contrat de Fonctionnaire (cadre) international (Project Officer) auprès de la section d'hydrologie isotopique de la division « Recherches et laboratoires de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique » de Vienne, fonction qui lui permit d'établir des rapports d'expertise et de collaborer avec les principaux centres de recherche mondiaux pour les applications des isotopes naturels dans l'étude des eaux. En 1982, ce fut l'opportunité de retourner en Italie, il fut embauché comme technicien diplômé auprès de l'Université de Turin, où en 1983, il remporta le concours de Professeur titulaire de géochimie appliquée et obtint aussi celui d'hydrogéologie de 1984 à 1990.

Il a remporté le concours national de professeur de 1^{er} ordre en 1990, entre 1991-1993, il fut professeur extraordinaire d'hydrogéologie et professeur chargé de géochimie appliquée à de l'Université de Turin, où il fut aussi Directeur du Département des Sciences de la Terre et fonda le laboratoire des isotopes.

En 1990, puis en 1992, il fut aussi « Professeur invité » auprès de l'Université Paris-Sud à Orsay, qui, en 1993-1995, le nomma Professeur Associé, Directeur du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique et Responsable du cours de spécialisations en Ressources en eau et Paléo-hydrologie du DEA national « Hydrologie et ressources en eau ».

De 1991 à 2000, il fut aussi membre du Conseil Scientifique du CNR-IRPI de Padoue.

Hautes étaient l'estime et la considération qu'il a su acquérir en France, où en 1995, il obtint la qualification pour pouvoir candidater comme professeur titulaire sur la liste des habilitations nationales françaises (commission 36 : géologie) et, en 1995, il fut élu Vice-Président de la Société Géologique Française, honneur réservé à peu d'étrangers. L'université Paris-Sud à Orsay l'a invité à recouvrir la chaire restée vacante à cause de la mort soudaine de son Président, mais, il ne fit part de ses doutes et, malgré son lien à la France, il préféra rester en Italie.

En 1998, il fut appelé pour venir recouvrir la chaire de Professeur titulaire d'hydrogéologie auprès du Département des Sciences de l'Environnement de l'Université Ca'Foscari de Venise, où de 1999 à 2006, il fut coordonnateur du doctorat en Sciences de l'Environnement, de 2002 à 2008, coordonnateur du doctorat d'excellence en « Analyses et gouvernance du développement durable » et, de 2004 à 2008, Président du Conseil du diplôme en Sciences de l'Environnement et Directeur de l'école doctorale des Sciences et Technologies.

Entre 2002 et 2004, il fit aussi partie du Conseil Scientifique de l'IGAG à Rome.

Rentré en Italie, il avait continué encore, pour quelques temps à avoir un pied-à-terre aussi à Paris, où il suivait certains des doctorants européens, africains et sud-américains, et on se retrouvait aussi souvent pour des réunions à l'UNESCO.

En avril 2000, nous avons fait partie ensemble du Planning Group du « Joint International Isotope in Hydrology Program » (JIHP) promu par l'UNESCO-IHP VI en collaboration avec l'IAEA et la WMO. « L'hydrologie isotopique » fut reconnue officiellement comme discipline fondamentale pour l'étude des eaux continentales, souterraines et superficielles, et marines, de même que pour ses multiples applications. La discipline fut rapidement introduite, de même avec les chaires de l'UNESCO, dans les programmes de beaucoup d'universités, mais pas italiennes à cause de la myopie et la rigidité de notre système. Nous nous sommes retrouvés ensuite ensemble dans deux projets internationaux pluri-annuels de l'AIEA inhérents à l'emploi des isotopes naturels et artificiels dans les études des ressources hydriques intégrées et encore comme experts dans d'autres projets pour la gestion des eaux côtières en Tunisie, Maroc et Croatie.

Ses recherches ne concernaient pas seulement les aspects théoriques mais étaient transposées aussi aux applications des techniques isotopiques dans l'étude des eaux et de leurs pollutions. Les résultats qu'il a su acquérir sont bien documentés dans plus de 170 publications ; dont 70 en revues internationales e *peer-reviewed*, il les a imposées à l'attention de la communauté scientifique.

En 1981 et jusqu'à la fin, Gian Maria est resté expert des Nations-Unies (AIEA, FAO, UNESCO, UNDP, OMM) pour les problèmes d'hydrogéologie et de géologie isotopique dans les pays en voie de développement. Les missions pour les recherches sur le terrain développées avec ses jeunes élèves ont été aussi l'occasion pour mettre au point des laboratoires isotopiques, et des cours de formation en Jordanie, Iran, Syrie, Turquie, Tunisie, Maroc, Chine, Inde, Pakistan et Vietnam. Il a aussi pris part, soit comme coordonnateur, soit

comme chercheur, dans divers projets de recherche de la Communauté Européenne sur l'hydrologie et la géochimie isotopique, les finalisant jusqu'à la mise au point et à la diffusion des techniques et des méthodologies plus affinées pour la gestion des ressources hydriques intégrées.

En 2007, il fut nommé Chairman de l'IAHS Commission des Traceurs (ICT), dernièrement la seule présidée par un italien parmi toutes celles de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques, et dans plusieurs il s'est investi parce que Gian Maria, à l'occasion des futures élections, fut candidat pour le titre de Chairman de l'IAH Italienne, qui ainsi aurait été bien représentée dans les milieux internationaux.

Le 1^{er} juillet 2008, il est devenu le Directeur de l'Institut de Géologie Environnementale et Géo-ingénieur du CNR, poste pour lequel il a dû se mettre en congé de son poste de professeur à l'Université de Venise. Il n'avait pas prévu de devoir renoncer à l'enseignement, cela lui pesait beaucoup, mais il n'abandonnait pas ses élèves pour lesquels il retourna à Venise toutes les fins de semaines. Il aimait voyager en train, moyen qui lui permettait de se concentrer sur le travail sans être interrompu.

Giovanni Barrocu

Torino, 23.09.11

Sessione "A7 – Gestione delle risorse idriche sotterranee delle pianure alluvionali" del Congresso di Geoitalia 2011 della FIST

Fresh water-salt water interactions in the shallow aquifers of Venice lagoon mainland

Eloisa Di Sipio ⁽¹⁾, Viviana Re ⁽²⁾, Nicoletta Cavaleri ⁽²⁾, Antonio Galgaro ⁽³⁾

⁽¹⁾ CNR-Institute for Geosciences and Earth Resources, ⁽²⁾ University Ca' Foscari of Venice, ⁽³⁾
University of Padua

eloisa.disipio@igg.cnr.it, re@unive.it, n.cavaleri@gmail.com, antonio.galgaro@unipd.it

In loving memory of Prof. Giovanni Maria Zuppi

I. Introduction

Salt-water contamination of groundwater systems is a widespread phenomenon typical of coastal areas. This process often leads to a deterioration of the quality of fresh groundwater resources and of building materials in urban settlements. Coastal zones are usually densely populated and progressively modified under the pressure of urban, industrial, agricultural and tourist development [1-2]. The increasing water withdrawal to support drinking, industrial and agricultural uses may result in the overexploitation of aquifers, drawing salt water from the sea and leading to salt-water encroachment and soil salinization [3]. Along the northern Italian coast of the Adriatic Sea, between Ravenna and Venice, large areas of the inland are reclaimed land, affected by subsidence and drainage. The presence of paleorivers, lagoon paleochannels, rivers suspended above the surrounding land and the disappearance of coastal dunes contributes to the intrusion of brackish and saline water towards the mainland. Therefore, in these zones freshwater hosted in unconfined aquifers consists mainly of low salinity water lenses floating above the salt-water wedge [4-5-6-7-8]. In the Venice area, investigations performed between the seventieth and the nineteenth promoted by research institutes (e.g. University Ca' Foscari of Venice, University of Padua, Institute of Marine Science) and local authorities (e.g. Venice Province Authority, Land Reclamation Syndacate, River Basin Authorities), stated the occurrence of salt water intrusion in the unconfined aquifers of the Venice Lagoon mainland [9-10-11-12-13-14-15].

In the venetian coastal plains several elements contribute to the extent of the salt-water contamination: the close vicinity of both sea and lagoon, the hydraulic gradient, low lying areas, the land use, the geological characteristics of the subsoil, the topography and morphology of the area and the occurrence of subsidence phenomena.

In 2004 the scientific cooperation between the University Ca' Foscari of Venice and the University of Padua (PRIN Project "The deep aquifers of the Po Valley as regional resource: aquitard in hydrodynamics, generating of water chemically and thermally anomalous, a suitable place for the CO₂ atmospheric trapping"), led to improvements of the local knowledge of this phenomenon. In particular, the use of duly integrated geophysical and geochemical approaches confers a multidisciplinary character to the research, allowing a more comprehensive identification and circumscription of salt contamination and a better understanding of the process dynamics. An overview of the major achievements in recent years obtained from hydrogeological studies coordinated by Prof. G.M. Zuppi across the coastal Venetian province is here presented.

II. Geological and geomorphological background

The Venetian geological system belongs to the Veneto Plain, delimited by the alpine range, the lessinobrico-euganeo ridge and the coastline between the Po and the Isonzo estuary.

This work presents the results of researches focused mainly into three areas of the eastern Po Plain mainland (Fig.1). The northern sector, bordered by the Venice Lagoon to the west, by the Adriatic Sea to the south and by the Piave river until San Donà di Piave to the east, includes the territory located between

Piave and Sile rivers, an area with a total extension of about 157 km². The central area, called “*Prima Zona Industriale*” (First Industrial Area) or “*Area Nord*” (Northern Area), belongs to the industrial site of Porto Marghera (west of the historic centre) and consists in a triangular shaped peninsula of about 120 hectares, limited by two industrial channels of 10-12 metres depth, the Brentella channel on the east side and the North Industrial channel on the west side. The southern sector, limited by the Venice Lagoon to the north, the Adriatic Sea to the east and the Adige River to the south, extends about 20 km inside the coastal plain and is crossed by two important rivers, Brenta and Bacchiglione, flowing NW-SE.

An agricultural economy prevails in the northern and southern area, while a dominant industrial asset characterizes the central one. The territories, constituted mainly by reclaimed land, often below mean sea level, are subject to severe pumping rates and mechanical reclamation guarantees the free drainage. A dense network of drainage channels conveys the waters to artificial pumping, able to raise excess water and return it to the lagoon. Subsidence, due to human activities and natural processes, affect the areas (mainly the northern and southern one) and contributes to increase the hydraulic risk [16-17-18].



Figure 1 – Venice Lagoon and its mainland. Location of the study area: the northern, central and southern sector (Modified from Google Earth, 2012)

By the geomorphological and sedimentological point of view, the dominant morphologies and deposits belongs to alluvial, deltaic and littoral environment. The alluvial plain consists mainly of silty/clayey layers, sand and peat deposits of marine, continental and marshy origin not homogeneously distributed within the territory. The erosion and deposition events derived by climatic variations and changes in the fluvial regime occurred during the Quaternary have built the present stratigraphic structure. The cyclic marine transgressions and regressions, which created lacustrine and marshy environments followed by dominant continental ones, built a stratigraphic sequence with remarkable lateral variability [19-20].

Therefore, the territory can be subdivided in subsectors following the main morphologies identified within the selected investigation areas. In particular, three subareas are identified in the northern sector: the plain on the left bank of Sile where the river flows parallel to the lagoon, characterised by low-lying areas and clay deposits; the area between the Sile and Piave rivers, characterised by the presence of paleochannels and paelorivers; and the coastal zone, characterized by dunes parallel to the shore line. The southern zone presents sand dunes and old barrier beach in the coastal belt. Inland paelorivers and former lagoon

channels are suspended above the surrounding land. The central area owes his nature not only to lagoon and fluvial processes but also to anthropic actions. As a matter of fact, the material brought here in the past for land reclamation determines the current settlement of the area.

III. Methodology

This research aims at assessing the present degree of subsoil salinization, at determining the extent of saline contamination inland and at identifying critical conditions in relation to the economic activities, mainly of agricultural and tourist type. The combined use of adequately validated geophysical and geochemical tools led to the improvement of the knowledge of the different factors contributing to the salt-water intrusion phenomenon.

During the main sampling campaigns - involving measuring points as piezometers driven in shallow unconfined aquifers, irrigation channels, and river - chemical-physical parameters as water table level, Electrical Conductivity (EC), pH, temperature and dissolved oxygen were measured in the field, while major and trace elements have been determined in laboratory together with isotopic composition. Electrical tomography (ERT) and Vertical Electrical Soundings (VES) have been performed all over the areas and compared, when possible, with selected existing geophysical data dating back to the seventieths to verify possible saline contamination changes in time. The collected resistivity data have been calibrated according to the available geological, geomorphological and stratigraphic information and to the ground water electrical conductivity (EC) values measured in the nearby piezometers.

The new VES (length ranging between 130 and 200 m) were performed using a geo-resistivity probe GMR 1000 Astier and a prototype of the Geosciences Department of the University of Padua, with a 12V battery and a dc-ac converter (output of 310 V ac). The ERT has been performed using a geo-resistivimeter IRIS Syscal Pro 72 provided with three multipolar cables of 24 electrodes, corresponding to a total of 72 electrodes (Fig.2). Two meters inter-distance was used between electrodes, in order to cover a total distance of 142 m. Three different acquisition geometries have been performed: Wenner, dipole-dipole (at 200 V and 400 V) and pole-dipole (remote pole positioned 300 m away northwards from electrode n° 1). Apparent resistivity data have been processed by DCInv, TomoLab and ErtLab software. The different depths of investigation and the different resolutions depend on the electrode arrays adopted during the investigation. For instance, the investigated depth with the Wenner and VES arrays is about 17% of the geometry lengths, while with the pole-dipole configuration can be about 35%. On the contrary, the dipole-dipole configuration results in a less deep profile, but with a higher resolution [21].

The geochemical analyses of the collected groundwater samples were performed by the Environmental Science Department of the University of Venice in cooperation with the Geosciences and Earth Resources Institute, National Research Council (IGG-CNR), Pisa, Italy. A total number of 61 piezometers, distributed 21 in the northern sector, 14 in the central one and 25 in the southern, driven at depth ranging between 6 and 25 m, were used during several field surveys performed between 2003 and 2008 in different times of the year.

Anions (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) were detected by ion chromatography by means of a Dionex series 100 ion chromatograph using a AS14 column. Cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) and trace elements (F⁻, Br⁻) were quantified by atomic absorption, ion chromatography, and inductively coupled plasma source-atomic emission spectroscopy (ICPS-AES, Perkin Elmer). Moreover, chloride on samples with highest concentration values have been determined by titration with AgNO_3 0,1N (Methrom Ag 9100 or E536 Herisau potenziometer) [22-23]. Stable isotopes have been analysed to study the different groundwater origins and to point out possible mixing processes. Isotopic analyses were carried out for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ for the whole sample set by a Finnigan™ MAT 250 Mass Spectrometer at ISO4 s.n.c., Turin, Italy. The results, expressed as part per thousands with respect to the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) were obtained by water reduction over metallic zinc for $\delta^2\text{H}$ and by water- CO_2 equilibration at 25°C for $\delta^{18}\text{O}$ [24-25-26]. The analytical errors are ± 1 and $\pm 0.1\%$ for hydrogen and oxygen isotope respectively.

IV. Results and discussion

To assess the presence of salt water in the territory, electrical conductivity analyses (EC logs) of both the superficial hydrography (rivers and channels) and groundwater have been performed. These values can initially be used to classify water according to its use for agricultural-horticultural purposes, based on the EC limits tolerated by the main crops [12].

However, the integration of all the information collected by the different methods allows a better characterization of the salt water contamination extent. As a matter of fact, the geophysical soundings allow for an investigation of extensive areas and, generally, of the first 30 m of subsoil, according to the adopted array length. When combined with geomorphological and stratigraphic information, these can determine the existence of preferential pathways for saline water displacement and higher hydraulic conductivity zones such as paleorivers, old lagoonal channels and dunes. However, one of the main problems interpreting the electrical resistivity data is that the clayey silty layers of the subsoil present an electrostratigraphic answer similar to that of aquifers saturated with saline water. Therefore, the validation of resistivity sections and maps requires the quantification of the chloride content of groundwater samples as a discriminating factor [27-28]. The following classification criteria have been selected in the Venice area to reveal the presence of salinization process:

- *salt water*: waters with EC values ≥ 5 mS/cm; electrical resistivity of subsoil $\leq 3-4.5$ ohm*m; Cl⁻ content of water samples ≥ 10000 mg/l (Cl > 283 meq/l).
- *brackish water*: waters with EC values ranging between 2 and 5 mS/cm; electrical resistivity of subsoil ranging between 3-4.5 and 15 ohm*m; Cl⁻ of water samples between 300 and 10000 mg/l ($8.46 < \text{Cl} < 283$ meq/l)
- *fresh water*: waters with EC values ≤ 2 mS/cm; electrical resistivity of subsoil ≥ 15 ohm*m; Cl⁻ of water samples ≤ 300 mg/l (Cl < 8.46 meq/l)

The ERT profiles performed within “Prima Zona Industriale” (central sector) clearly show the existence of salt water intrusion in groundwater aquifers (Fig.2). The Wenner, pole-dipole and dipole-dipole geometries performed over a total length of 142 m results in different depths of investigations (about 24 m, 50 m and 15 m respectively) and different levels of resolution. The Wenner geometry exhibits a high vertical resolution in a horizontally layered media. The pole-dipole array allows higher depths of investigation compared to Wenner array, but with a lower resolution of the shallower layers. Finally, the dipole-dipole configuration, because of its high sensitivity, is suitable for resistivity profiles. All the three sections show an electrolyer with very low resistivity (resistivity < 1.5 ohm*m) between 4.5-5 m and 16-17 m depth from the ground surface, typical of a sandy/clayey medium saturated with salt water [29]. Below 20 m depth both the Wenner and the pole-dipole configurations show the presence of a less conductive layer (6.7 ohm*m, Fig.2a-b), overlying another stratum reaching resistivity of 73.5 ohm*m, typical of sand, sand with fresh water, clay, silt (Fig.2c). According to the resistivity measurements, the physical-geochemical analyses of groundwater samples collected in this area highlight the presence of brackish and saline waters characterized by EC values ranging between 0.60 and 25 mS/cm, and Cl concentration ranging between 2.45 and 430.83 meq/l. Moreover, from an isotopic point of view, most of the water samples are distributed between the meteoric and the dilution lines, pointing out the occurrence of mixing processes between fresh and salt water [29].

All over the Venice territory, in the unconfined aquifers, the geochemical and isotopic analyses performed on selected samples identify three different hydrofacies: a) chloride –alkaline waters, enriched in Cl⁻ and Na⁺, defined mainly as brackish or salt water according to the chloride content, typical of lagoon and marine water; b) bicarbonate-alkaline waters, with high levels of Ca²⁺ and HCO₃⁻, belonging to the groundwater flow or to fresh continental waters (e.g. rivers); c) mixing waters deriving from the previous ones [30-31]. The relationship between the two stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ show samples aligned along the global (GMWL) or the local meteoric water lines (LMWL) – GMWL: $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ [32]; LMWL: $\delta^2\text{H} = 7,6 \cdot \delta^{18}\text{O} + 7,5$ [33]. However a little deviation can be observed, suggesting the occurrence of processes as evaporation or mixing processes with waters characterized by different composition [34].

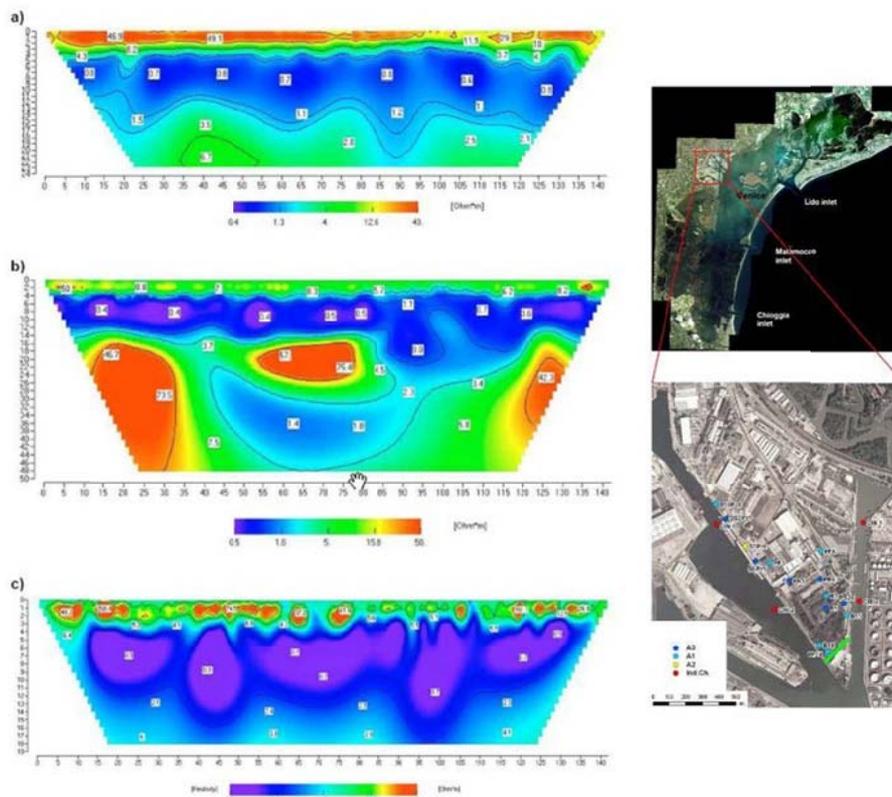


Figure 2 – Porto Marghera, “Prima Zona Industriale”, geophysical investigation and location of piezometers. ERT apparent resistivity profiles: a) Wenner array, b) pole-dipole array, c) dipole-dipole array (from Cavaleri 2008 modified)

In particular, in the southern sector (Chioggia), the obtained chemical hydrofacies are NaCl for the more mineralised waters and CaCO₃ for the less mineralised ones (Fig.3a). The Cl vs Br-Cl correlation suggests the existence of a chemical evolution from continental fresh-water and formation water towards sea water (Fig.3b). The $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl graphs shows the local mixing process of fresh continental water with marine water and formation waters of the Po Plain (Fig.3c), while the $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ plot supports the existence of three different groups of water: Pliocene formation water, fresh-continental water and sea water (Fig.4c).

In addition, combining EC logs data and VES soundings results validated by geochemical analyses allows to create maps of superficial salinization including the first 25-30 m of subsoil. Interesting results have been obtained specifically within the northern sector (Jesolo). Here, considering the influence of the Piave and Sile rivers and the presence of a coastal sand dune, a map of salt water contamination was created to evaluate the agricultural use of superficial water (Fig.4). The stratigraphic analysis confirms the presence of permeable sand deposits belonging to paleorivers and Piave riverbed, which favour a widespread salinization of the territory and a high salt water content within Piave and the surrounding unconfined aquifers.

The occurrence of strong groundwater salinization can be recognized on coastal areas and between the Piave and Sile rivers. On the contrary the extreme northern sector, characterised by fresh water of continental origin, and small areas located near Sile river and along the dune belt are characterised by low EC values that indicate the occurrence of a low degree of salinisation. Finally, the transition zone connecting the previous ones is characterized by soils saturated with medium-saline waters. The top of the fresh water/ salt water interface is generally located at 2 m depth from the ground surface, but can reach 8 m depth in the coastal zone, where small lenses of fresh water hosted in sand dunes may mitigate the salt water intrusion.

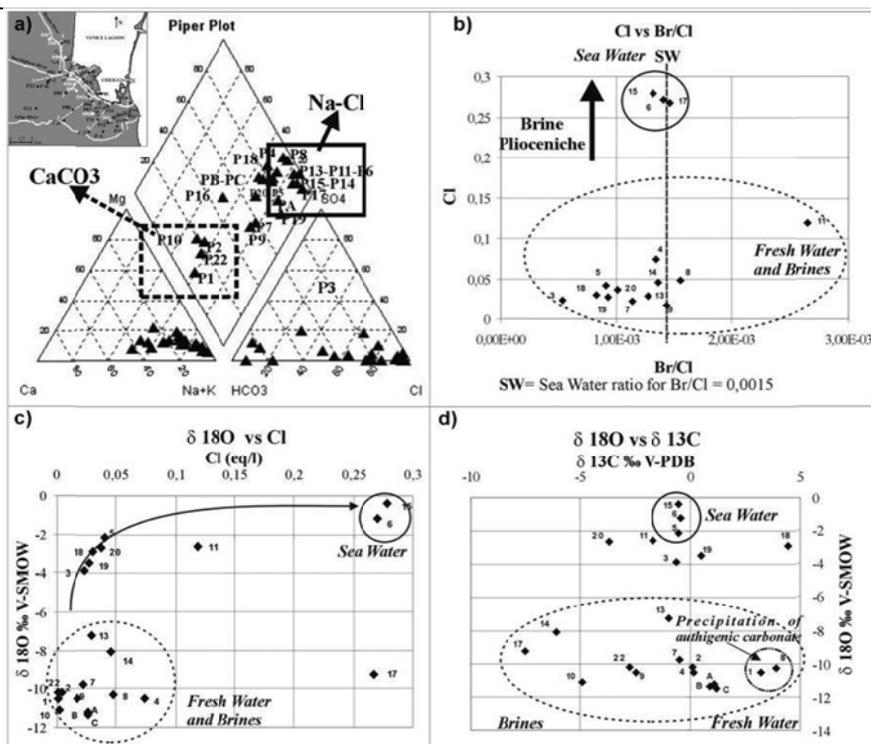


Figure 3 – Southern sector (Chioggia), geochemical and isotopic analyses: Piper diagram (a); Cl vs Br-Cl correlation (b); $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl graphs (c); $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (d) (from Di Sipio et al. 2007 modified)

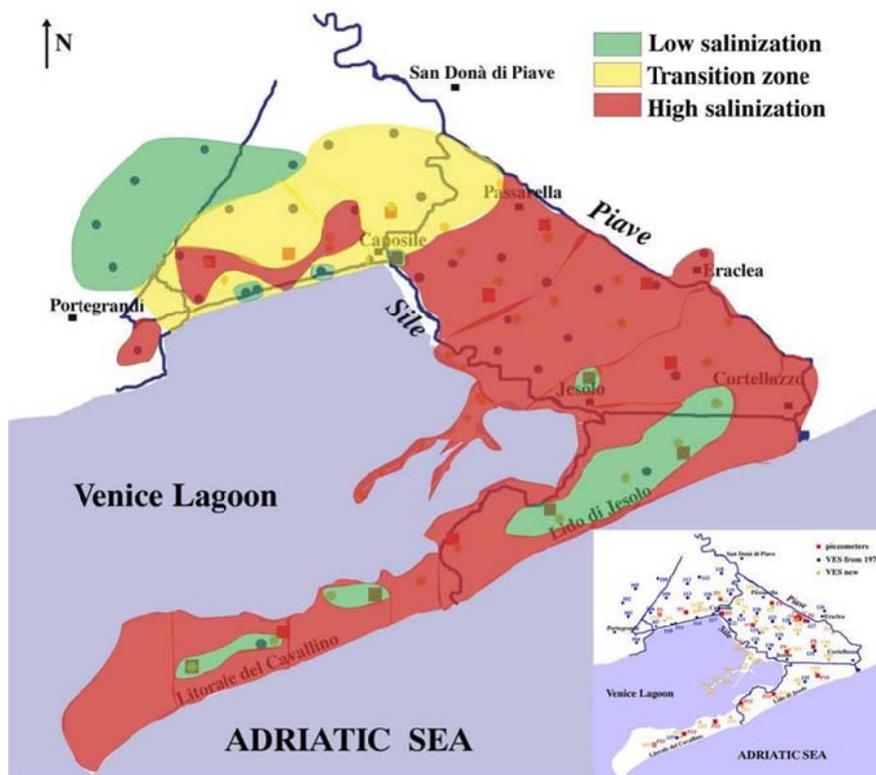


Figure 4 – Northern sector (Jesolo). Map of the superficial salinization of the northern sector of the Venice lagoon mainland obtained by a combination of electrical conductivity (EC) logs data and VES soundings (from Di Sipio et al. 2008 modified)

V. Conclusion

Increasing withdrawals of groundwater from the Venice coastal aquifers for agricultural and urban uses induce sea-water intrusion into the unconfined aquifers, which consequently results in a decline in water quality. Even if the salt water intrusion was identified in the early 1970s, the problem remains and an adequate knowledge of the real extension of the phenomenon is necessary to understand the several processes controlling the groundwater evolution.

The combined use of adequately validated geophysical and geochemical tools confers a multidisciplinary character to the study and allows the definition of the superficial extension of the phenomenon. Geophysical analysis (ERT, VES) and conductivity logs performed together with water table elevation measurements, geochemical and isotopic analyses on groundwater samples, allows the definition of the salinization distribution and the elaboration of a groundwater discharge model within the territory. The salt water intrusion from both the sea and the lagoon is widespread throughout the territory and determines an increasing of Cl and $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ values near the coastal zone. On one hand, the electrical conductivity and the content of chloride and sodium underline the presence of fresh, brackish or saltwater. On the other hand, the ratio between the analyzed elements may indicate the occurrence of mixing phenomena with both the sea and superficial water. Afterwards, the application of stable isotopes allows to clarify the different origins of the groundwater and to point out further mixing phenomena.

Riverbed, paleorivers and old lagoonal channels, all characterized by high hydraulic conductivity values, are the preferential pathways of salt water intrusion towards the mainland. This phenomenon becomes more important in conditions of low flow rivers and sea high tide, when the continental water outflow is not able to contrast the salt water intrusion. Moreover, the isotopic analyses of water samples collected within the Venice region confirms the chemical evolution of groundwater from continental to brackish water moving from inland towards the sea. It is possible to distinguish fresh water of alpine origin in deep artesian well, fresh water affected by rainfalls and rivers and mixing water characterized by marine and lagoon values.

Références bibliographiques

- [1] Bear J., Cheng A.H.-D., Sorek S., Ouazar D., Herrera I., 1999 – Seawater intrusion in coastal aquifers: concepts, methods and practices. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands
- [2] Kouzana L., Benassi R., Ben Mammou A., Sfar felfoul M., 2010 - Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi arid zones: case of the Korba coastal aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Journal of African Earth Science*, 58, pp. 242–254
- [3] Re, V. & Zuppi, G. M., 2011 - Influence of precipitation and deep saline groundwater on the hydrological systems of Mediterranean coastal plains: a general overview. *Hydrological Science Journal* 56(6), pp. 966–980.
- [4] Barrocu G., 2003 - Seawater intrusion in coastal aquifers of Italy. In: *Calaferra J (Ed) State of seawater intrusion in coastal aquifers of the Mediterranean Coast. SWIM-SWICA, Alicante, Spain*, pp. 207-223
- [5] Antonellini M., Mollema P., Giambastiani B., Bishop K., Caruso L., Minchio A., Pellegrini L., Sabia M., Ulazzi E., Gabbianelli G., 2008 - Salt water intrusion in the coastal aquifer of the southern Po Plain, Italy. *Hydrogeology Journal* 16, pp. 1541-1556
- [6] Giambastiani B.M.S., Antonellini M., Oude-Essink G.H.P., Stuurman R.J., 2007 - Saltwater intrusion in the unconfined coastal aquifer of Ravenna (Italy): a numerical model. *Journal of Hydrology* 340, pp. 91-104
- [7] Di Sipio E., Galgaro A., Zuppi G.M., 2006 - New geophysical knowledge of groundwater systems in complex estuarine environment. *Estuarine Coastal Shelf Science* 66, pp. 6-12
- [8] Rapaglia J., Di Sipio E., Bokuniewicz H., Zuppi G.M., Zaggia L., Galgaro A., Beck. A., 2010 - Groundwater connections under a barrier beach: A case study in the Venice Lagoon. *Continental Shelf Research* 30, pp. 119-126
- [9] Benvenuti G., Norinelli A. and Zambrano R., 1973 - Contributo alla conoscenza del sottosuolo dell'area circumlagunare veneta mediante sondaggi elettrici verticali. *Bollettino di geofisica teorica ed applicata*, XV/57, pp. 23-38
- [10] Benvenuti G., Norinelli A., 1974 - Studio geofisico di interfaccia acqua dolce- acqua marina nell'area circumlagunare veneta e nella zona delle sorgenti del Chidro (Taranto). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 1974, XXXI, pp.1-16

- [11] Benvenuti G., Galgaro A., Tosi L., 1998 - Indagine geoelettrica per la valutazione dell'intrusione salina negli acquiferi costieri del comprensorio meridionale veneziano. *Technical Report n. 222, ISMAR-CNR, Venezia*
- [12] Carbognin L., Tosi L., - 2003 - Il progetto ISES per l'analisi dei processi di intrusione salina e subsidenza nei territori meridionali delle province di Padova e Venezia, *ISMAR – CNR and Venice Province Authority 2003*
- [13] Gattacceca J. C., Vallet-Coulomb C., Mayer A., Claude C., Radakovitch O., Conchetto E., Hamelin B., 2009 - Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow aquifers of a reclaimed subsiding zone: The southern Venice Lagoon coastland. *Journal of Hydrology 378 (1-2), pp 46-61.*
- [14] Viezzoli A., Tosi L., Teatini P., Silvestri S. 2010 - Surface water-groundwater exchange in transitional coastal environments by airborne electromagnetics: the Venice Lagoon example. *Geophysical Research Letters, 37, L01402, pp. 1-6*
- [15] Rapaglia J., Di Sipio E., Bokuniewicz H., Zuppi G.M., Zaggia L., Galgaro A., Beck A. 2010 - Groundwater connections under a barrier beach: a case study in the Venice Lagoon. *Continental Shelf Research, 30 (2), 119-126*
- [16] Tosi L., Teatini P., Carbognin L., Brancolini G., 2009 - Using high resolution data to reveal depth-dependent mechanisms that drive land subsidence: The Venice coast, Italy. *Tectonophysics, 474, pp. 271-284.*
- [17] Carbognin L., Teatini P., Tosi L., 2004 - Eustasy and land subsidence in the Venice Lagoon at the beginning of the new millennium. *Journal of Marine Systems, 51, pp. 345-353*
- [18] Brambati A., Carbognin L., Quaia T., Teatini P., Tosi L., 2003 - The Lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence. *Episodes, 26(3), 264-268*
- [19] Blum MD, Törnqvist TE, 2000 - Fluvial response to climate and sea level change: a review and look forward. *Sedimentology 47(suppl 1), pp. 1-48*
- [20] Serandrei Barbero R., Lezziero A., Albani A., Zoppi U. 2001 - Depositi tardo-pleistocenici ed olocenici nel sottosuolo veneziano: paleoambienti e cronologia. *Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Science 14(1), pp. 9-22*
- [21] Reynolds J.M. 2001 - An introduction to applied and environmental geophysics, John Wiley & Sons Editors
- [22] Haddad P.R., Jackson P.E., 1990 - Ion chromatography: principles and applications. *Journal of Chromatography Library, 46*
- [23] Sanz-Medel A., 1991 - Inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry: analytical assessment of the technique at the beginning of the 90's. *Journal Microchimica Acta 104 (1-6), pp. 265-275*
- [24] Clark I., Fritz P. 1997 - Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publisher, 1997
- [25] Gonfiantini R., 1978 - Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature 271, 534-536*
- [26] Gonfiantini R., Stichler W., Rozanski K., 1995 - Standards and intercomparison materials distributed by International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements: reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements. *In: Proceedings of a Consultants Meeting held in Vienna, 1-3 December, 1993, IAEA-TECDOC 825, pp. 13-29*
- [27] Oude Essink G.H.P., 2001 - Improving fresh groundwater supply problems and solutions. *Ocean & Coastal Management, 44, 2001, pp. 429-449*
- [28] Vandenhede A., Lebbe L., 2006 - Occurrence of salt water above fresh water in dynamic equilibrium in a coastal groundwater flow system near De Panne, Belgium. *Hydrogeology Journal, 14, 2006, pp. 462-472*
- [29] Cavaleri N. 2008 - Groundwater flow and remediation actions in the industrial site of Porto Marghera – Venice, PhD Thesis, University Ca' Foscari of Venice
- [30] Di Sipio E., Galgaro A., Zuppi G. M., 2006 - New geophysical knowledge of groundwater systems in Venice estuarine environment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science 66, pp. 6-12*
- [31] Di Sipio E., Galgaro A., Rapaglia J., Zuppi G.M., 2008 - Salt water contamination on Venice Lagoon mainland: new evaluation of origin, extension and dynamics. *Proceedings 1st SWIM-SWICA Int. Joint Saltwater Intrusion Conference, , Cagliari-Chia Laguna, Italy, 3ESSE Commerciale, (CA), pp. 195-204*
- [32] Craig H., 1961 - Isotopic variations in meteoric waters. *Science 133, pp. 1702-1703*
- [33] Zuppi G.M., Sacchi E., 2004 - Dynamic processes in the Venice Region outlined by environmental isotopes. *Isotopes in Environment and Health Studies, 40, pp. 35-44*
- [34] Di Sipio E., Galgaro A., Zuppi G.M. and Zangheri P., 2005 - Detecting the origin of salt water contamination in groundwater in a lagoon area by the combined use of geophysical and geochemical tools: the example of the southern Venice Lagoon mainland. Groundwater and saline intrusion. *Proceedings of the 18th Salt Water Intrusion Meeting. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain, Hidrogeología y Aguas Subterráneas Series, 15, pp. 373-384*

Les aquifères de la plaine littorale de Venise : un cas d'étude sur les processus de recharge et d'interaction avec l'eau de mer.

A. Mayer, Y. Travi et les groupes CORILA et AATO.

Les aquifères de la plaine littorale de Venise représentent la ressource en eau potable d'une des zones les plus peuplées d'Italie. Ils se divisent en trois secteurs: en amont une zone de recharge avec une nappe phréatique très épaisse alimentée par les rivières, des réservoirs karstiques et les précipitations ; une zone de basse plaine littorale avec un système multicouches artésien, et enfin une zone côtière, en subsidence, bordée par la lagune de Venise (Mer Adriatique). Compte tenu de leur importance pour les activités productives et la population, ce système d'eaux souterraines a fait l'objet d'intenses études hydrogéologiques, hydro géophysiques et géochimiques au cours des dernières années, avec divers consortium de recherche internationale.

Les résultats des deux dernières études sur la zone côtière et sur la zone de recharge, en amont, seront présentés. En particulier, les études géochimiques – isotopiques pour la zone côtière ont permis de mettre en évidence un estuaire souterrain avec intrusion d'eau marine dans les aquifères et décharge sous-marine d'eau d'origine continentale. L'intrusion d'eau marine vers le continent est apparemment contenue par les barrières hydrauliques exercées à la surface par les rivières et les canaux d'irrigations. En revanche, les pompages de l'eau des canaux de drainage des sols affectés par la salinisation accélèrent eux mêmes l'intrusion de l'eau de mer en profondeur. Les résultats ont été corroborés par un suivi géophysique de tomographie électrique en continu pendant 1 an, montrant les variations saisonnières de position et de profondeur de l'intrusion d'eau de mer dans les nappes superficielles.

Pour l'impact exercé en amont par la recharge continentale, un vaste éventail d'outils isotopiques (3H - 3He , 4He , 14C , $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, 36Cl , 224 , 226 , 228Ra , 222Rn , 18O , 2H) a été utilisé pour étudier la dynamique et les temps de renouvellement de la ressource hydrique. Ces études s'appuient également sur les bilans hydrologiques de détail de chaque aquifère.

L'ensemble de ces résultats font de la zone littorale de Venise une des zones les plus étudiées de la Méditerranée.

Apport de la géochimie isotopique à l'étude d'un système aquifère soumis à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : cas du système aquifère de Sfax (Tunisie).

Kamel Zouari et Zohra Hchaichi

Laboratoire de Radio-Analyse et Environnement, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax
kamel.zouari@enis.rnu.tn, zohraelhchaichi@yahoo.fr

I. INTRODUCTION

Dans les zones côtières, la demande importante et sans cesse croissante des eaux présente une pression sur les ressources hydriques puisque plus de 50% de la population mondiale vit dans des zones côtières. Cette situation est encore aggravée dans les zones arides et semi- arides où les eaux souterraines constituent souvent les seules ressources en eaux. En conséquence, le stress appliqué sur cette ressource souterraine conduit parfois à des changements irréversibles, dont la dégradation de la qualité et la contamination par les polluants constitue les principales menaces. C'est le cas des eaux souterraines du bassin de Sfax, qui occupe une large partie de la Tunisie orientale. En effet, largement sollicitées, les nappes du système aquifère de Sfax sont menacées, ou même déjà contaminées (surtout la nappe de surface), par l'intrusion des eaux marines.

Les ressources en eau du bassin de Sfax ont fait l'objet de nombreuses études pluridisciplinaires (hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques) depuis plus de trois décennies [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10]. Ces différentes études ont permis de distinguer trois principales formations aquifères : la première correspond à la nappe phréatique, elle représente le réservoir d'eau le plus accessible du bassin, mais elle est vulnérable à la pollution et à la surexploitation, la deuxième correspond à la nappe profonde du Miocène supérieur, la troisième récemment mise en évidence dans les niveaux intermédiaires, offre également d'importantes potentialités. Ces investigations hydrogéologiques ont été largement soutenues et complétées par des études combinées entre l'hydrochimie (éléments majeurs et quelques traces) et les isotopes (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C), en réponse à des contraintes naturelles et anthropiques sévères.

II. CADRE GENERAL

La zone d'étude fait partie de la Tunisie orientale. Elle est limitée à l'ouest par "l'axe Nord- Sud", la région de Mahdia au Nord, la région de Skhira au Sud et par la mer méditerranée, qui dessine sa façade maritime, à l'Est (fig. 1). La région est située entre les parallèles Nord $34^{\circ} 12'$ et $35^{\circ} 12'$ et les méridiennes $9^{\circ} 42'$ et $10^{\circ} 54'$ et elle forme une bande côtière qui s'étend sur environ 200 Km et un arrière-pays distant de 110 Km.

La pluviométrie dans la région de Sfax se caractérise par un régime complexe. En effet, les pluies présentent une importante variabilité et irrégularité dans le temps et dans l'espace. La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 220 mm. La région d'étude est caractérisée par un régime thermique de type méditerranéen avec une température annuelle de l'air de l'ordre de 19°C . L'évapotranspiration est forte, elle est de l'ordre de 1200 mm/an.

III. APERCU GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIE

Le bassin de Sfax fait partie de la plateforme tunisienne, il est constitué surtout de sédiments tertiaires et quaternaires. Les études hydrogéologiques ont permis d'identifier trois nappes (Fig.2).

La nappe profonde, d'âge Miocène supérieur, a une puissance moyenne de l'ordre de 200 m. Elle est constituée essentiellement de sables et d'argiles et captée à des profondeurs allant de 220 à 700 m et

s'étend sur une superficie de l'ordre de 15000 km². Les écoulements se font généralement du NE, depuis les reliefs de l'axe nord-sud, vers le SW (région de Skhira). Le suivi de la piézométrie (de 1987 à 2011) a révélé une baisse moyenne annuelle acceptable, de l'ordre de 0,3m, malgré une exploitation sans cesse croissante. En effet, Les volumes exploités sont passés de 18 Mm³ en 1988 à environ 25 Mm³ en 2008.

Cette exploitation se fait par des forages (artésiens le long de la côte et captifs au centre du bassin), de plus en plus nombreux (30 en 1998 à 60 en 2008), destinés pour divers usages : agriculture (31%), industrie (55%) et domestique (14%).

Le système aquifère superficiel du bassin de Sfax est constitué de seize nappes superficielles, logées dans des assises sablo-argileuses du Quaternaire ancien et du Mio-Pliocène. Le réservoir est composé de plus d'un niveau productif, séparés entre eux par des niveaux semi-perméables, argilo-sableux, permettant leurs communications. Les formations ont un caractère alluvionnaire et possèdent une géométrie lenticulaire. Ce système aquifère représente des réserves très importantes, de l'ordre de 40 Mm³ en 2008, facilement accessibles mais très vulnérable à la pollution et à la surexploitation. En effet, l'exploitation actuelle a largement dépassée les réserves disponibles, environ 48,5 Mm³ (de l'ordre de 122 %)

L'écoulement des eaux se fait en général du Nord-Ouest vers le Sud-Est (mer Méditerranée) pour les nappes côtières, et devient endoréique (vers des sebkhas) pour certaines nappes à l'intérieur du bassin.

Les suivis piézométriques dévoilent des baisses continues des niveaux. Ces baisses sont très importantes pour certaines nappes, très sollicitées pour l'irrigation, et qui se trouvent à un stade très avancé de surexploitation. C'est le cas en particulier des nappes littorales de Djebéniana, de Chaffar et de Skhira. Cette situation a conduit à des intrusions marines, en particulier pour la nappe Djebéniana, située au nord du bassin. En effet, l'évolution piézométrique entre 1970 et 2002 [2, 10] montre clairement que, l'écoulement de la nappe qui s'effectuait suivant une direction WNW-ESE (avec des courbes isopièzes parallèles à la côte), subit un changement lié à la baisse piézométrique, témoignant ainsi des perturbations significatives des écoulements. Ces perturbations sont due à une recharge nettement inférieure aux volumes prélevés par pompage, conduisant à la mise en places de dépressions (jusqu'à -5m) et à une augmentation de la salinité des eaux de la nappe (valeurs pouvant atteindre 10 g/l, par endroit) (Fig. 3).

La nappe intermédiaire, récemment mise en évidence [9], est logée dans les formations sablo- argileuses et argilo-sableuses du Mio-Plio-Quaternaire. Elle se distingue par une lithologie hétérogène composée essentiellement par des sables argileux avec des intercalations de sables et de sables grossiers. Ceci constitue un système aquifère multicouche avec plusieurs niveaux de captage, séparés par des assises semi-perméables, permettant une éventuelle communication.

Cette nappe est captée à une profondeur se situant entre 80 m et le toit de la nappe profonde. La séparation entre les deux systèmes aquifères superficiels et semi profond se fait par des assises semi-perméables permettant une communication plus au moins importante entre eux.

Les ressources de cette nappe ont été estimées à 12 Mm³/an. L'écoulement des eaux souterraines s'effectue depuis les reliefs de l'axe Nord-Sud à l'Ouest et Nord Ouest (en particulier la région de Bled Regueb) vers la mer méditerranée qui représente l'exutoire naturel de la nappe.

IV. APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ET DE L'HYDROCHIMIE

Les discussions des teneurs isotopiques de cet article se basent essentiellement sur de nombreux résultats obtenus dans le cadre de différentes études réalisées sur les eaux souterraines du système aquifère du bassin de Sfax depuis plus d'une décennie [8, 9, 11, 12, 13, 14, 15]. Les analyses isotopiques et hydrochimiques ont été réalisées au laboratoire de géochimie isotopique de l'Université Paris Sud, à Orsay, en France, au laboratoire d'hydrogéologie et de géochimie appliquée de l'Université de Turin, en Italie, et au laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'Université de Sfax, en Tunisie.

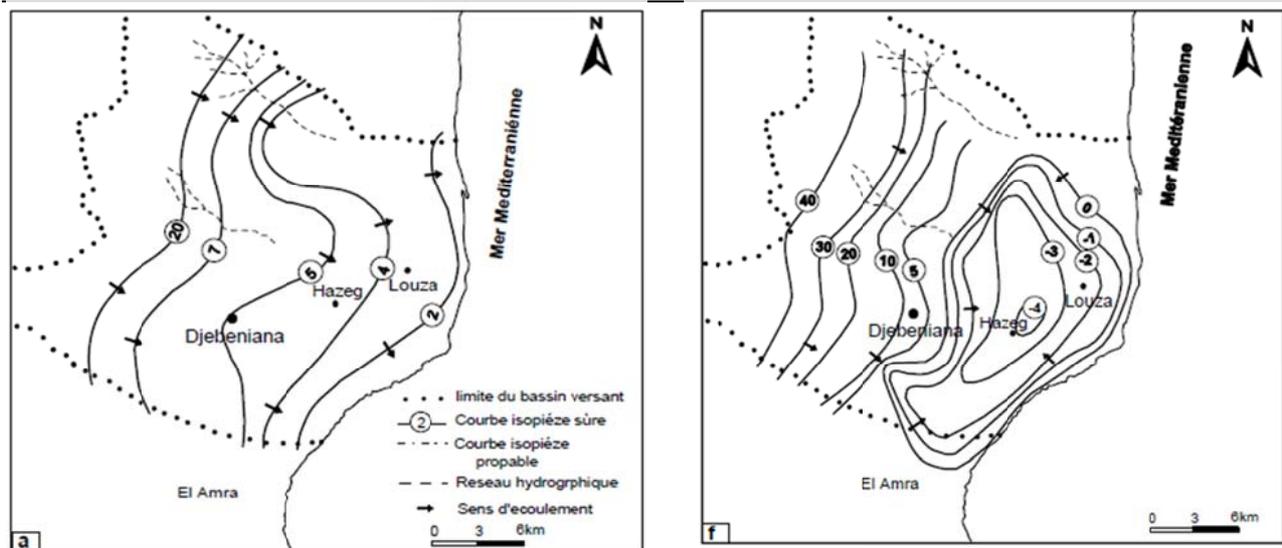


Figure 3 - Cartes piézométriques de la nappe de Djebeniana pour les années 1970 (a) et 2002 (b).

IV.1. Teneurs en isotopes stables des eaux du système aquifère de Sfax

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$, les points représentatifs des eaux du système aquifère de Sfax montrent trois groupes (Fig. 4):

- Le premier groupe correspond aux eaux du système aquifère phréatique qui affichent des teneurs en ^{18}O qui varient de -5,43 ‰ à -1,88 ‰ vs V-SMOW avec une moyenne de -4,3 ‰. Quant au deutérium, la valeur moyenne est de l'ordre de -30,2 ‰ vs V-SMOW avec une valeur maximale de -17,4 ‰ et une valeur minimale de -37,5 ‰ vs V-SMOW. Cependant, quelques points d'eaux affichent des teneurs plus appauvries en ^{18}O et en ^2H , très proches des teneurs isotopiques des nappes profonde et semi-profonde. Cette disposition des points pourrait être expliquée par deux pôles de recharge pour la nappe superficielle : le premier est assuré par les précipitations actuelles et le second par un apport par "drainance" ascendante des eaux des aquifères les plus profonds, qui se trouvent en charge par rapport aux niveaux superficiels. Cette différence de charge, en grande partie naturelle, mais encore aggravée par l'exploitation intensive de la nappe superficielle, favorise cet apport profond.

Cette "drainance" a été estimée, en se basant sur un bilan isotopique en ^{18}O et ^2H : $\delta^{18}\text{O}_{\text{ns}} = X \delta^{18}\text{O}_{\text{np}} + (1-X) \delta^{18}\text{O}_{\text{pr}}$, prenant en compte la composition isotopique des eaux de la nappe superficielle ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ns}}$), de la nappe profonde ($\delta^{18}\text{O}_{\text{np}}$) et des précipitations au niveau de la station de Sfax ($\delta^{18}\text{O}_{\text{pr}}$). Les résultats de ce bilan montrent que cette contribution profonde à la recharge de la nappe phréatique est variable, mais se montre importante par endroits, et peut atteindre jusqu'à 70%.

Cependant, il faut noter les différences enregistrées entre le bilan fait à partir des teneurs en ^{18}O et des teneurs en ^2H . Ceci peut être expliqué que, cette double contribution à la recharge n'est pas la seule à gérer les teneurs en isotopes stables de la nappe superficielle. Deux autres phénomènes sont à prendre en considération : l'évaporation et une contribution d'eau de mer. D'ailleurs, cette intrusion marine est mise en évidence surtout dans la nappe de Djebeniana dans le nord du bassin (voir plus loin).

- Le deuxième groupe concerne la nappe profonde. Les teneurs en ^{18}O varient de -6,8 ‰ à -5,09 ‰ vs V-SMOW avec une moyenne de l'ordre de -6,2 ‰ vs V-SMOW. Les teneurs en ^2H varient entre -43,9 ‰ et -38,05 ‰ vs V-SMOW, avec une moyenne de -40,5 ‰.

La comparaison des teneurs isotopiques moyennes des eaux de la nappe profonde avec les teneurs moyennes pondérées des précipitations (-4,7 ‰ en ^{18}O et -31 ‰ en ^2H vs V-SMOW) montre un écart significatif (proche de 1,5 ‰). Cet appauvrissement des teneurs de la nappe profonde, témoigne de la différence entre la température de formation des eaux de pluie actuelle à Sfax et celle des précipitations qui ont assuré la mise en eau de la nappe profonde [11]. Cette différence pourrait être expliquée par un effet paléoclimatique, suggérant que la recharge serait effectuée, en grande partie, sous un climat plus

froid que celui qui règne actuellement sur la région. Cette hypothèse de recharge ancienne est par ailleurs confirmée par l'absence de tritium dans les eaux, d'une part, et par les basses activités ^{14}C mesurées (correspondant à des âges supérieurs à 10 ka B.P), d'autre part.

- Le troisième groupe correspond au système aquifère semi profond. Les premières mesures effectuées [9] montrent des teneurs isotopiques s'échelonnant entre -6,04 ‰ et -4,22‰ vs V-SMOW pour ^{18}O et entre -37,8 ‰ et -29,96 ‰ vs V-SMOW pour ^2H , avec des teneurs moyennes de l'ordre de -5 ‰ pour ^{18}O et de -40 ‰ vs V-SMOW pour ^2H .

Dans le diagramme $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ la majorité des points représentatifs de la nappe semi profonde forment un groupe grossièrement homogène. Cependant, certains échantillons s'écartent de ce groupe en s'alignant sur la DMM, alors que d'autres se rapprochent davantage du groupe relatif à la nappe superficielle, avec des teneurs plus enrichies en isotopes stables. Ceci pourrait être expliqué par une meilleure perméabilité des formations au Nord du bassin, favorisant la communication entre la nappe intermédiaire et les niveaux de la nappe superficielle.

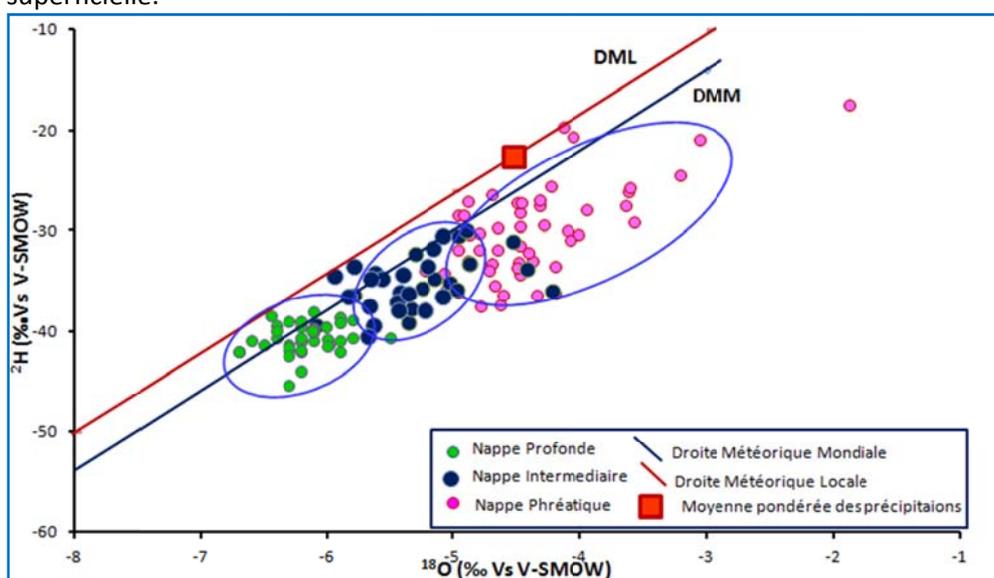


Figure 4: Diagramme $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ des eaux souterraines du système aquifère de Sfax.

VI.2. Détermination de l'origine de la minéralisation dans les eaux du bassin de Sfax

La détermination de l'origine de la minéralisation dans les aquifères côtiers, et notamment ceux soumis à des contraintes naturelles (climat aride à semi-aride et variabilité importante des hauteurs de pluie) et anthropiques (exploitation largement supérieur à la recharge), sollicite l'utilisation conjointe de la chimie (éléments majeurs et Bromure) des eaux et de l'oxygène 18. Cette approche a été appliquée sur les eaux superficielles côtières de la nappe de Djebeniana qui affichent des salinités beaucoup plus élevées par rapport aux autres nappes superficielles.

Les analyses hydrochimiques de la nappe de Djebéniana montrent des salinités allant de 2 à 10 g/l. Le calcul des indices de saturation des eaux vis-à-vis des espèces les plus communes dans ces régions, montre une saturation vis-à-vis de la calcite, de la dolomite et du gypse et une sous saturation par rapport à l'halite. Le faciès chimique est chloruré sodique pour les eaux assez salées et sulfaté calcique pour les eaux les moins minéralisées. Ceci dénote de la complexité des processus hydrogéochimiques qui contrôlent l'acquisition de la charge saline de cette nappe.

L'utilisation combinée des rapports Br^-/Cl^- et des teneurs en oxygène 18 est un outil approprié permettant d'identifier et de quantifier les mélanges d'eau de différentes minéralisations. Cette combinaison appliquée sur les eaux de la nappe de Djebeniana a permis de mettre en évidence un mélange tripolaire : (i) pôle

relatif à la recharge actuelle par les eaux de pluie ; (ii) pôle correspondant à un apport ascendant à partir de la nappe profonde ; (iii) pôle lié à un apport latéral de l'eau de mer (Fig. 5).

Les pourcentages d'eau marine et d'eau profonde ainsi déterminés sont schématisés respectivement dans la figure 6 (A et B). Ils confirment que la contribution d'eau marine est plus élevée du côté de la mer, alors que le maximum de participation d'eau en provenance de la nappe profonde se range au centre du bassin [12]. Ce mélange avec l'eau de mer est en très bon accord avec les suivis piézométriques depuis plus de 30 ans.

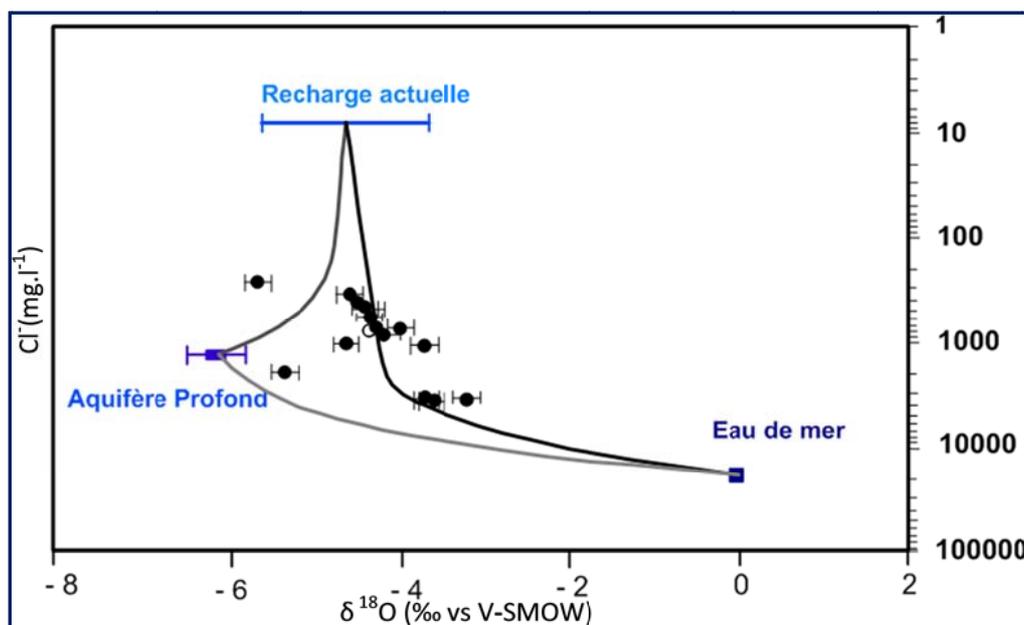


Figure 5- Relation $^{18}\text{O}/\text{Cl}^-$ des eaux de la nappe phréatique de Djebeniana, [12].

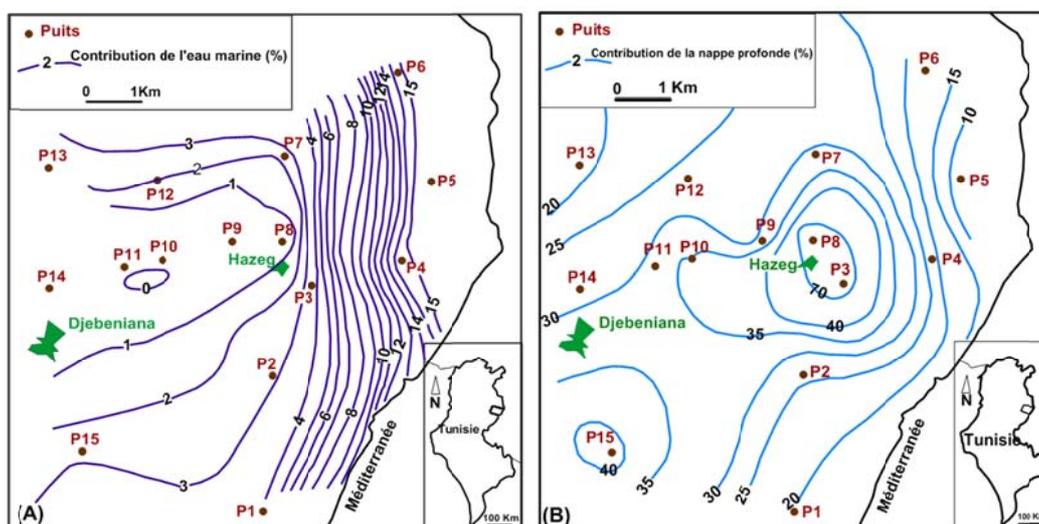


Figure 6. Contribution de l'eau de mer (%) (A) et de l'eau profonde (%) (B), [12].

IV. 3. Activités en ^{14}C des eaux du bassin de Sfax

Les activités ^{14}C mesurées dans les eaux des différentes nappes de Sfax montre que (Fig. 7):

- Les eaux de la nappe profonde affichent les plus faibles activités, allant de 5 à 20% de carbone moderne. Les datations, faites sur plus de 40 forages, montrent qu'un peu plus de la moitié des échantillons présentent des activités ^{14}C inférieures à 5%. Le reste des échantillons ont des activités comprises entre 5 et 20 %. Ces faibles activités correspondent à des âges apparents situés entre 14 et 38 ka B.P. La correction de ces âges, en utilisant les différents modèles [16, 17, 18, 19], en tenant compte des

échanges chimiques et isotopiques entre l'eau et la matrice, a conduit à des "âges corrigés" supérieurs à 10 ka et pouvant atteindre 32 ka B.P. Ceci montre clairement que les périodes majeures de recharges de cette nappe remontent à la fin de l'Holocène et surtout pendant le Pléistocène supérieur. Cette origine ancienne des eaux, est en bon accord avec les teneurs en isotopes stables, très appauvries, et de l'absence totale du tritium.

- Les eaux de la nappe phréatique se distinguent par les activités ^{14}C les plus importantes (entre 55 et 75 %), ce qui met en faveur l'origine récente de ces eaux, à l'exception des deux piézomètres Oued Essrouj et Zaibat qui affichent des activités beaucoup plus faibles. Ces dernières plaident en faveur d'un mélange entre les eaux récentes et les eaux anciennes en provenance des aquifères profonds.

- Les quelques datations ^{14}C sur les eaux de la nappe semi-profonde [9] présentent deux groupes : un premier groupe caractérisé par des activités importantes (38 à 50%), qui pourraient être expliquées par une communication avec les eaux de la nappe superficielle (déjà fortement suggérée par les teneurs en isotopes stables), un deuxième groupe avec des activités relativement faibles (12 à 22%) et qui se rapprochent des activités de la nappe profonde Miocène.

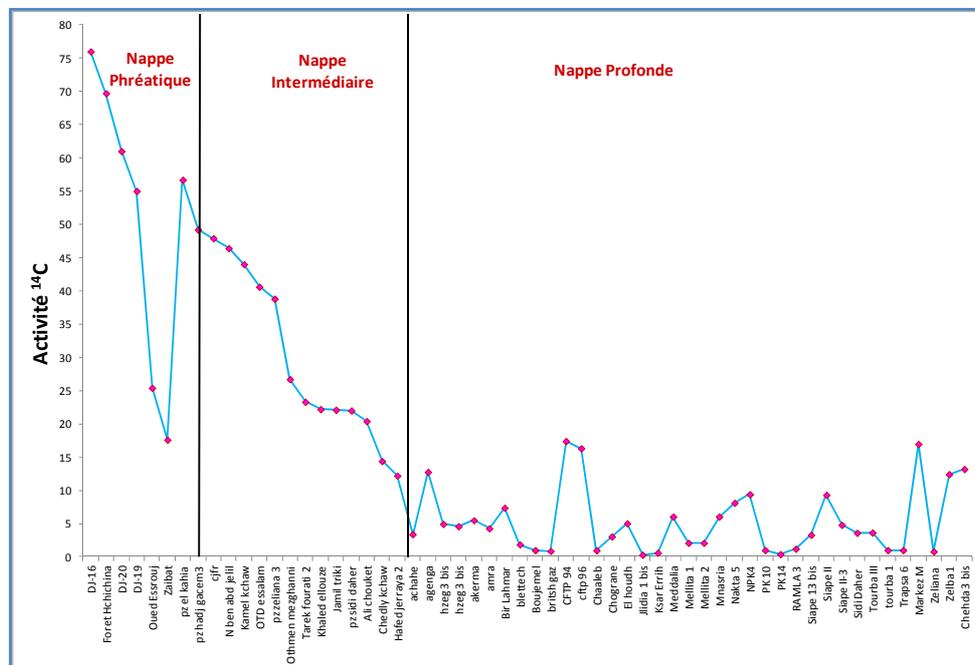


Figure 7. Activités ^{14}C des eaux du système aquifère de Sfax.

V. CONCLUSION

La combinaison des investigations hydrogéologiques et des traceurs isotopiques et chimiques sur les eaux du système aquifère du sahel de Sfax a permis d'apporter d'importantes informations, notamment la participation des eaux profondes aux nappes superficielles. La quantification de cet apport souterrain montre des valeurs variables, mais très importantes. En effet, cette contribution pourrait atteindre environ 70% dans la partie sud (Skhira et Chaffar) et environ 65% au Nord du bassin (Djebeniana et Hencha). Ces circulations verticales ascendantes sont favorisées par l'exploitation très avancée des nappes superficielles de ces régions, alors que les circulations horizontales dans la nappe profonde sont très lentes.

A cette contribution en provenance de la nappe profonde, prend place une participation latérale des eaux marines, identifiée surtout, dans la nappe de Djebeniana. En effet, la combinaison des éléments chimiques "conservés" et de l'oxygène-18 a permis de mettre en évidence cette contamination marine, qui contribue fortement à la minéralisation des eaux de la nappe (pouvant atteindre un maximum de 15%).

En outre, l'ensemble de ces résultats sont très utiles pour l'établissement des bilans hydrogéologiques des différents systèmes aquifères du bassin de Sfax et également pour être utilisés dans la modélisation des écoulements.

Références bibliographiques

- [1] El Batti J., et Andrieu, 1977- Etude hydrogéologique et géophysique du secteur Wadrane. *Rapport intern, DGRE.*
- [2] Hajjem A., 1980- Etude hydrogéologique de la région de Sidi Abid. *Rapport interne DRES, Tunis, n°8,632p.*
- [3] Hajjem A., 1985- Etude hydrogéologique préliminaire de la nappe de Chaffar. *Rapport interne C.R.D.A de Sfax, 33p.*
- [4] Gassara A., 1986 - Etude hydrogéologique du bassin de Bled Regueb. *Rapport interne C.R.D.A de Sfax, 101p.*
- [5] Zébid H., 1989 - Hydrogéologie de la nappe profonde de Sfax. *Rapport interne D.G.R.E. Tunis, 27p.*
- [6] Beni Akhy R., 1994 - Evolution et modélisation de la nappe phréatique urbaine de Sfax. *Mémoire de DEA, Faculté des Sciences de Tunis, 117 p*
- [7] Jeribi L., 1995 - Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique de la nappe profonde de Sfax. *Projet fin d'étude. Ecole nationale d'ingénieurs. Sfax.*
- [8] Maliki A., 2000 - Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique de la nappe profonde de Sfax (Tunisie). *Thèse Doctorat de l'Université de Tunis El Manar. 254 p.*
- [9] Hchaichi Z., 2008 - Etude hydrogéologique géochimique et isotopique du complexe intermédiaire de Sfax et sa relation avec le système phréatique du bassin Nord de Sfax. *Mastère, Ecole Nationale des Ingénieurs de Sfax, 116p.*
- [10] Trabelsi R., 2008 - Contribution à l'étude de la salinisation des nappes phréatiques côtières : cas du système de Sfax-Mahdia. *Thèse de doctorat. Faculté des sciences de Sfax. Tunisie, pp 170.*
- [11] Maliki A., Krimissa M., Michelot J.-L., Zouari K.,- Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax (Tunisie), *C. R. Acad. Sci. Paris, série Ila 331 (2000) 1-6.*
- [12] Fedrigoni L., Krimissa M., Zouari K., Maliki A., Zuppi G M., 2001, - Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : *exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie), Earth and Planetary Sciences 332 (2001) 665-671.*
- [13] Celle-Jeanton, H., Zouari, K., Travi, Y., Daoud, A., 2001 - Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *C. R. Acad. Sci. Paris 333, 625 - 631.*
- [14] Takrouni M., Michelot J L., Maliki A., Zouari K., 2003 - Relation entre aquifère profond, nappes superficielles et intrusion marine dans le Bassin de Sfax (Tunisie). *Proc.of Int.Symp.on hydrology of the Mediterranean and semiarid regions.IAHS publication 278.*
- [15] Takrouni M., 2003 - Origine de la salinité de la nappe côtière profonde de Sfax et sa relation avec l'intrusion marine. *Thèse de l'Université de Paris-Sud. Orsay.*
- [16] Eichinger L., 1983 - Contribution to the interpretation of ¹⁴C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon, ed. M. Stuiver & R. S. Kra, Proc. 10th Int. C Conf, 25(2),pp 347-356.*
- [17] Evans G. V., Otlet R. L., Downing, A., Monkhouse R. A. & Rae, G., 1979 - Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. *In: Isotope Hydrology II, 6679-708. IAEA Publ., Vienna, Austria.*
- [18] Fontes J C., Garnier J M., 1979 - Determination of the initial ¹⁴C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resour. Res. 15(2), 399-413.*
- [19] Ingerson E., & Pearson F. J., 1964 - Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ¹⁴C method. *In: Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry (ed. by Maruzen), 263-283. Maruzen, Tokyo, Japan*

Salinisation des masses d'eaux en France : du constat au diagnostic

W. Kloppmann, A. Bourhane, S. Schomburgk, F. Asfirane

La salinisation des masses d'eau souterraine, est l'une des principales causes de dégradation de la qualité de l'eau dans le monde. Ce phénomène très répandu s'avère particulièrement problématique dans les régions arides et semi-arides où la ressource en eau douce se trouve en quantité très limitée. Les mécanismes à l'origine de la salinité d'un système hydrologique sont diverses et complexes. Ainsi, le mode de salinisation dépend du contexte géographique (côtier, continental...), géologique (nature de l'aquifère, minéralogie des sédiments...) et climatique. Les principaux vecteurs impliqués dans la salinisation des masses d'eau souterraines sont l'intrusion marine, le mélange avec des saumures anciennes, la dissolution de formations évaporitiques, mais aussi diverses sources anthropiques. Il faut noter que les phénomènes d'origine naturelle peuvent être influencés et accentués par l'intervention humaine.

En France, un certain nombre de masses d'eaux souterraines est concerné par la salinisation. Si le biseau salé est le vecteur principal de la salinisation en contexte insulaire (Corse, Guadeloupe, Martinique, La Réunion) il n'en est pas ainsi pour l'Hexagone. Les masses d'eau qui comptabilisent le nombre le plus élevé de points d'eau concernés par une minéralisation élevée se situent hors du contexte côtier. Les mécanismes impactant ces masses d'eau sont:

- La dissolution naturelle d'évaporites dans les bassins sédimentaires.
- La conservation d'eau de mer ancienne ou de saumures issues de l'évaporation d'eau de dans des parties confinées des aquifères.
- Diverses sources ponctuelles industrielles s'ajoutent (et souvent se superposent) à la salinisation d'origine naturelle, en premier lieu liées à des activités d'exploitation de formations salifères (potasse, halite).
- Des sources diffuses d'origine anthropique (agriculture, salage des routes) créent un "bruit de fond" de salinisation.

Déterminer l'origine de la salinité reste une condition indispensable pour gérer de façon efficace cette problématique. Combinées à des investigations hydrogéologiques et géophysiques, les méthodes géochimiques et notamment l'utilisation des isotopes stables et radioactifs se sont révélées adaptées à la discrimination des sources de salinité. L'identification de ces sources et mécanismes de salinisation nécessite souvent une méthodologie complexe, notamment dans le cas de sources de salinité multiples qui affectent la même masse d'eau. Dans de nombreux cas, il devient possible de discriminer les sources et vecteurs de salure en combinant :

- des modèles hydrodynamiques, capables de prendre en compte le transport d'éléments dissous ainsi que les effets de densité,
- des méthodes géophysiques, y compris celle de la géophysique aéroportée,
- des méthodes géochimiques, isotopiques et radioisotopiques.

La géochimie élémentaire et isotopique a pu fournir un certain nombre d'outils et les assembler dans une "boîte à outils" spécifiques aux problèmes de la salinisation. Il s'agit notamment des

isotopes stables des éléments constituant l'eau (O, H) ainsi que ceux des éléments dissous (B, Sr, Li, S, O...). On les combine souvent avec des traceurs du temps de résidence de l'eau et de la salinité dans les aquifères, notamment les radioéléments (^{14}C , tritium,...) et, pour des eaux récentes, les CFCs et autres traceurs anthropogéniques. Ces derniers peuvent donner des informations précieuses sur la chronologie de la salinisation et donc sur l'impact relatif des mécanismes naturels et anthropiques.

Ces outils s'intègrent dans une stratégie de gestion et d'action générale vis-à-vis d'une salinisation, allant du premier constat aux mesures de remédiation en passant par un suivi dans le temps, des modèles conceptuel des causes de la salinisation peaufinés au fur et à mesure de l'acquisition de données, des modèles numériques de simulation et de prédiction.

Les travaux présentés ont été réalisés dans le cadre des activités de Service Public du BRGM avec le soutien de l'ONEMA (convention de partenariat n°1900/09 – Année 2010).

Références bibliographiques

KLOPPMANN W., BOURHANE A., SCHOMBURGK S., ASFIRANE F. (2011), Salinisation des masses d'eaux en France : du constat au diagnostic. Rapport BRGM/RP-60186-FR.

KLOPPMANN W., BOURHANE A., ASFIRANE F. (2011) Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques. BRGM/RP-60026-FR

KLOPPMANN W., BOURHANE A., SCHOMBURGK S. (2010), Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer. Rapport BRGM/RP-59496-FR

Effet d'une recharge artificielle par des eaux usées traitées sur la qualité des eaux de la nappe côtière de Korba, Cap-Bon, Tunisie

L. Cary¹, J. Casanova¹, A. Mekni², C. Guerrot¹, N. Gaaloul³

¹ BRGM (Bureau de Recherches géologiques et minières), 3 av. C. Guillemin,
BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France. l.cary@brgm.fr

² INAT (Institut National d'Agronomie de Tunisie), 43, Avenue Charles Nicolle 1082, Tunis, Tunisia.

³ INRGREF (Institut National des Recherches en Génie Rural, Eau, Forêts), rue Hédi Karray,
B.P.10 - 2080 Ariana, Tunisia.

I. INTRODUCTION

Les aquifères côtiers méditerranéens, notamment lorsqu'ils se trouvent en contexte aride ou semi-aride, sont fortement sollicités pour les besoins de l'agriculture et de l'industrie. La qualité des eaux de nappe est alors fréquemment dégradée par l'intrusion marine, l'infiltration des eaux d'irrigation ou les pollutions diffuses... La nappe de Korba-Mida de la côte orientale du Cap-Bon de Tunisie en est un exemple bien étudié. Elle subit une surexploitation illustrée par l'accroissement du nombre de puits: de 270 puits en 1962 (ENNABLI, 1980) à 9239 puits en 2004 (CRDA, 2005). Depuis les années 60, un suivi spatio-temporel qualitatif et un modèle de fonctionnement hydrogéologique des eaux souterraines ont mis en évidence que les prélèvements importants avaient généré une inversion du gradient hydraulique causant une intrusion saline (ENNABLI, 1980; KOUZANA et al., 2009; KOUZANA et al., 2010). Crucial pour l'agriculture locale, la nécessité d'améliorer quantitativement et qualitativement les eaux de nappe a conduit à la mise en place d'une recharge artificielle d'eaux usées traitées. Les eaux usées proviennent de la station d'épuration de Korba et leur traitement final se fait par infiltration dans la zone non saturée du sol (SAT, Soil Aquifer Treatment) depuis fin 2008. Depuis, trois campagnes annuelles de prélèvements ont permis de suivre l'évolution de la qualité de l'eau de nappe. Afin de détecter la propagation des eaux de recharge dans les eaux souterraines, les isotopes de bore ont été mesurés. Fréquemment utilisé depuis les années 1990, par exemple (BIANCHINI et al., 2005; KLOPPMANN et al., 2009; KLOPPMANN et al., 2008; PENNISI et al., 2006; VENGOSH, 2003; VENGOSH et al., 1994; VENGOSH and KEREN, 1996; VENGOSH et al., 1999), les isotopes du bore sont un bon traceur des eaux usées domestiques en raison des perborates présents dans les lessives et les blanchissants en fortes concentrations, et dont la signature isotopique est bien définie (EISENHUT and HEUMANN, 1997; LAZAROVA et al., 2011; LAZAROVA et al., 2002; VENGOSH, 2003).

Dans ce travail, nous décrivons l'évolution de la qualité des eaux souterraines soumise à une recharge artificielle avec des eaux usées depuis trois ans. Les isotopes du Bore permettent de distinguer plusieurs pôles d'eaux souterraines dont les mélanges affectent la mobilité des éléments. L'impact quantitatif de la recharge fait l'objet d'une autre communication (MEKNI et al., 2012).

I. 1 Le contexte géographique et géologique

La péninsule du Cap Bon est située à 100 km à l'Est de Tunis. L'aquifère de la côte Est couvre une superficie d'environ 475 km² et la nappe littorale de Korba se trouve en son milieu (figure 1). Le climat semi-aride de la région est caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 400 et 500 mm, avec des irrégularités temporelles. L'été est chaud et sec, et l'hiver est froid et humide. Le mensuel d'évaporation est élevé (autour de 1300 mm par an), tandis que le taux d'humidité mensuel se situe entre 68 et 76%.

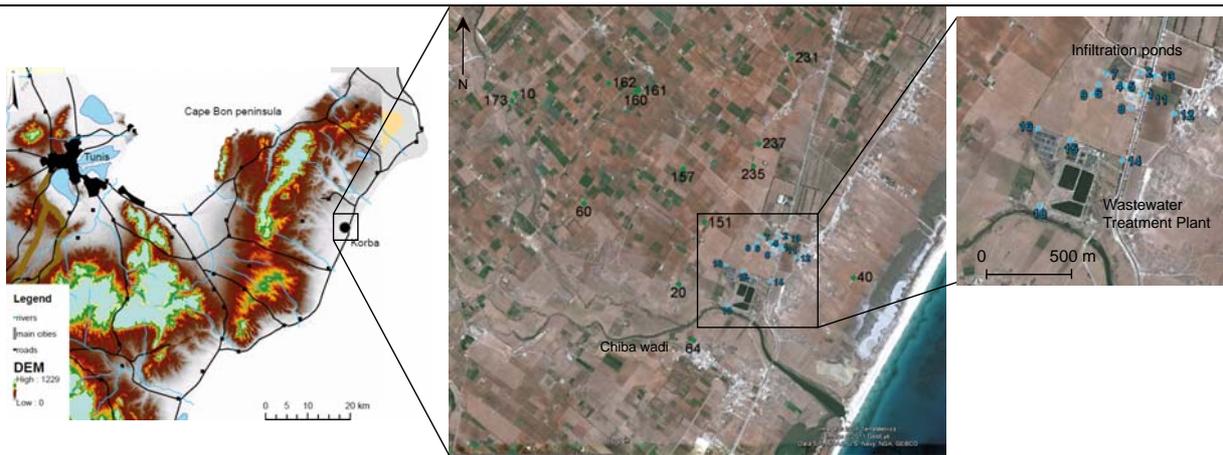


Figure 1 – Localisation du site d'étude de la région de Korba.

Trois principales formations géologiques dont les lithologies évoluent latéralement, sont rencontrées sur le site (figure 2).

(1) A la base du système, et non affleurant, la formation Souaf du Miocène moyen est constituée par une alternance de grès, de marnes lenticulaires à niveaux de lignite et d'argiles dans la zone d'étude.

(2) Les sédiments marins du Pliocène transgressif sont déposés en discordance sur les sédiments du Miocène. Ils sont principalement composés de grès, de sables et surmontés d'alternances de marnes et grès plus ou moins argileux, constituant ainsi l'aquifère principal. L'épaisseur est d'environ 80 m dans la partie centrale de la zone, et de moins de 50 m sur le site de recharge. Les sédiments affleurent au nord de l'oued Chiba, mais sont masqués par les dépôts plus récents Pléistocène dans les environs de Tafelloune et Diar El zones Hajjej (ENNABLI, 1980).

(3) Les dépôts du Pléistocène constituent une plate-forme marine montrant plusieurs unités (ELMEJDOUB and JEDOU, 2009) essentiellement constituées, de bas en haut, de sables à coquilles de mollusques marins avec parfois intercalée une couche argileuse notamment décrite par (KOUZANA et al., 2010), une séquence carbonatée avec des dépôts marins et oolitiques, et au sommet, des dépôts éoliens de dune fossiles du Tyrrhénien s'étendant sur de longues distances parallèlement à la côte. L'épaisseur totale du Pléistocène varie entre 10 et 50 m. La dernière unité peut être recouverte de limons continentaux rougeâtres (TEMANI et al., 2008). Enfin, un encroûtement calcaire centimétrique à métrique des sédiments pléistocènes s'étend sur de grandes surfaces (CHAKROUN et al., 2005), et reprend également les dépôts du Pliocène (BEN HAMOUDA et al., 2011).

I. 2 Le contexte hydrogéologique

De nombreuses études ont contribué à la compréhension des dynamiques de l'aquifère de Korba. Les formations du Pliocène et du Quaternaire constituent un seul aquifère.

Sur notre site, l'aquifère miocène captif est séparé du Plio-Quaternaire par une couche argileuse de plus de 10 m d'épaisseur. Les nappes plio-quaternaire et miocène s'écoulent vers la côte. L'aquifère du Miocène sous-jacent alimente le Plio-Quaternaire par drainage ascendant (BEN HAMOUDA et al., 2011). Le relief topographique constitué par les dunes fossiles est favorable à la rétention et à l'infiltration des eaux de ruissellement, et de hautes conductivités hydrauliques y ont été mesurées (ENNABLI, 1980). La recharge représenterait moins de 10% des précipitations annuelles moyennes (ENNABLI, 1980) ou 30,4 Mm³ en 2004 [8]. Les récents modèles hydrogéologiques ont montré que la situation piézométrique dans la partie centrale de l'aquifère était encore critique en 2004 en raison d'une exploitation de 135% de l'aquifère (PANICONI et al., 2001; ZGHIBI et al., 2011). L'invasion de l'eau de mer dans les terres atteint 1,5 km au sud de l'oued Chiba et 5 km au sud d'El Diar Hajjej. Des approches multidisciplinaires ont été utilisées pour étudier les conséquences de l'intrusion marine, combinant géophysique et hydrochimie (KOUZANA et al., 2009; KOUZANA et al., 2010). Selon les cartes de salinité, cinq zones ont été identifiées, la moins concentrée (2 à 4

g/L) se trouvait dans la partie amont et la plus concentrée (22 g/L) était sur notre site d'étude. La salinité étant plus prononcée le long de la côte, de nombreux puits peu profonds ont été abandonnés.

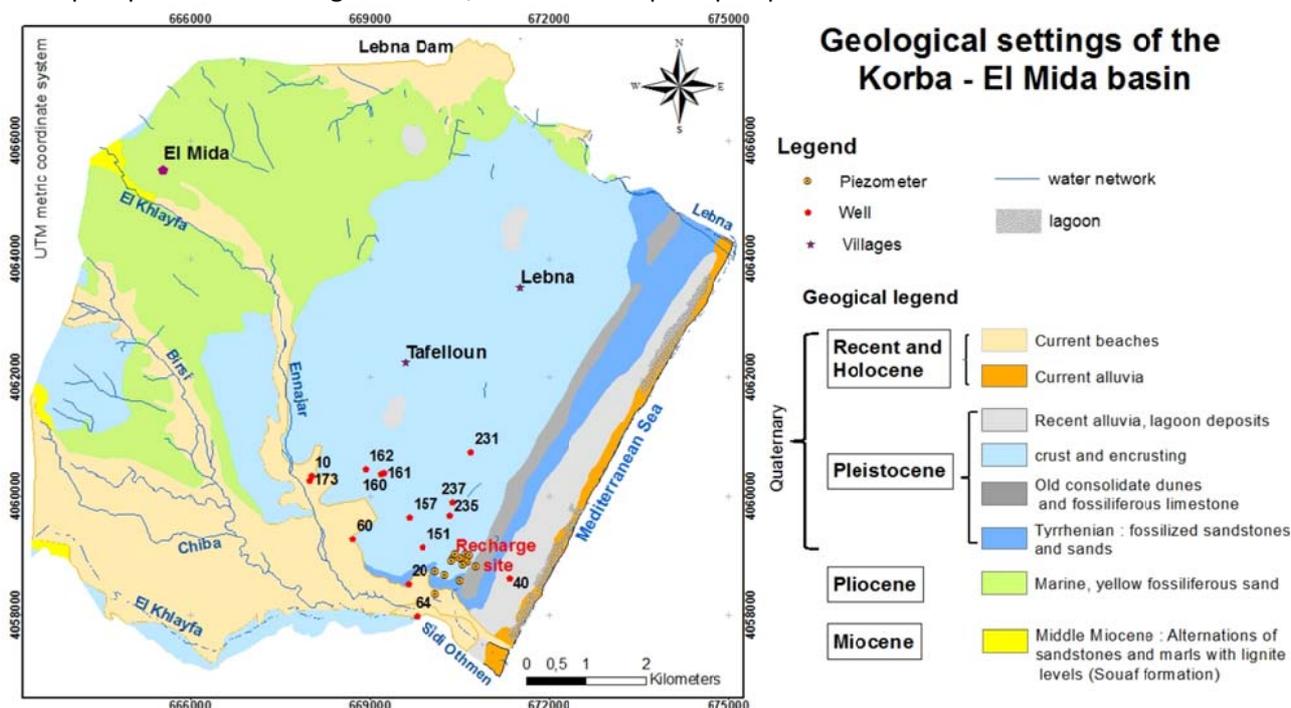


Figure 2 – Carte géologique de la région de Korba et localisation des puits et des piézomètres autour du site de recharge.

II. MATERIEL ET METHODES

Les échantillons d'eau souterraine ont été prélevés dans des piézomètres de contrôle sur le site de la recharge artificielle et dans des puits privés en Juin 2009, Juillet 2010 et Juillet 2011, au nord de l'oued Chiba (Figure 1). Les puits sont utilisés par les agriculteurs et certains puits sont abandonnés. Les paramètres pH, T et conductivité électrique ont été mesurés in situ. Les cations majeurs ont été mesurés au BRGM par ICP-AES et les traces par ICP-MS. Les concentrations des anions (Br-, Cl-, SO4²⁻, NO3⁻) ont été déterminées par chromatographie ionique. Des échantillons d'eau ont également été recueillis pour l'analyse des isotopes du Bore, effectuée au BRGM par spectrométrie de masse.

III. RESULTATS ET DISCUSSION

III. 1 Qualité de l'eau de recharge

La recharge artificielle a été réalisée, au moins à nos trois dates d'échantillonnage, avec des eaux saumâtres qui contenaient des concentrations en Cl semblables à celles mesurées dans certains puits touchés par la salinisation, équivalentes à un mélange de 5,8% (en 2009) à 14% (en 2011) avec de l'eau de mer. Les eaux usées traitées ont un pH légèrement alcalin et plus élevé que le pH des eaux souterraines. La conductivité varie entre 4,2 et 9,8 mS/cm. Des concentrations significatives de Cl (33, 68 et 78 mmol/L) et Na (34, 70, 75 mmol/L) ont été mesurées respectivement chaque année. Les eaux usées avaient des teneurs élevées en Al (0,15 et 0,83 mol/L), B (0.07 to 0.35 mmol/L), Ca (3,7 à 7,5 mmol/L), K (1 à 1,6 mmol/L) et SO4 (5,2 à 9 mmol/L), Li (10 à 40 mmol/L) entre autres. Comme le traitement est basé sur le lagunage naturel avec traitement tertiaire sans utilisation de produits chimiques, ces valeurs élevées peuvent provenir des activités industrielles locales.

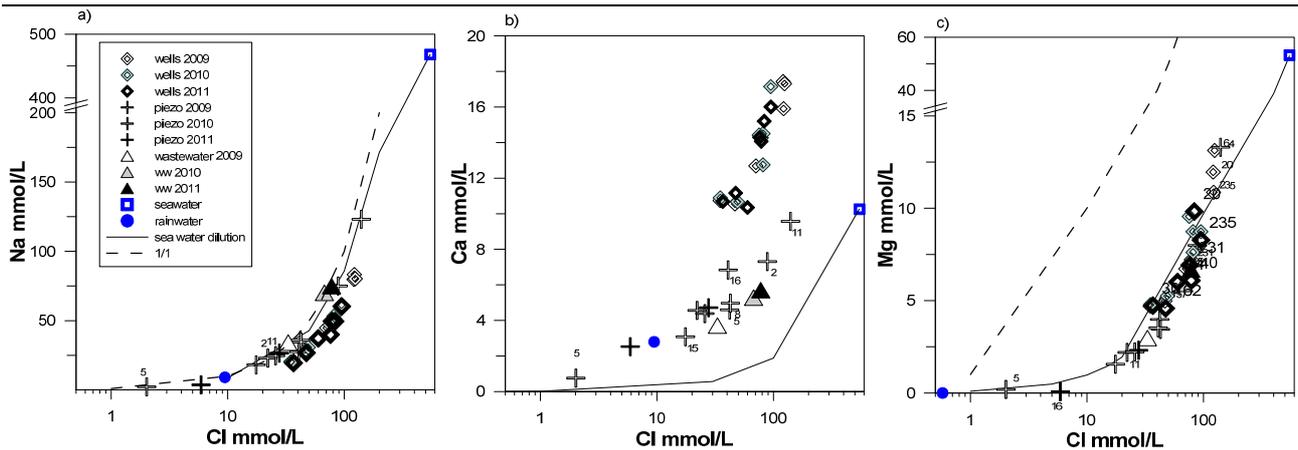


Figure 4 – Evolution des concentrations en sodium, calcium et magnésium en fonction des chlorures dans les eaux souterraines et les eaux usées traitées de la station d'épuration de Korba.
Les valeurs en abscisse sont en log.

III. 3 Mélanges affectant les eaux souterraines

Dans les eaux naturelles, le bore dissous prévaut sous la forme de deux espèces dominantes : $B(OH)_3$ à pH bas et $B(OH)_4^-$ à pH élevé. Il a deux isotopes stables, ^{10}B et ^{11}B . Une partie du ^{10}B dissous est adsorbé préférentiellement sur la surface des minéraux, conduisant à un enrichissement de la solution résiduelle en ^{11}B . Dans les conditions de pH neutre à légèrement alcalin, l'adsorption du bore est favorisée (GOLDBERG and SUAREZ, 2011). L'adsorption du Bore sur les phases échangeuses concerne les minéraux argileux, mais aussi les oxy-hydroxydes, les matières organiques et les carbonates comme la calcite (GOLDBERG and FORSTER, 1991).

La figure 5 montre les différents composants du système. Un premier pôle est constitué par les eaux souterraines plio-quadernaires issues de puits pompés activement en 2009 et 2010 (puits 60, 151, 157 et 231) avec des $\delta^{11}B$ variant entre 25 ‰ et 40,6 ‰, associés à différentes concentrations en bore (entre 30 à 48 mmol/L). Soumises à des pompages et à l'intrusion marine, les eaux évoluent en 2011 et s'équilibrent vers des valeurs plus élevées en $\delta^{11}B$ (41,5 à 48 ‰) correspondant à des teneurs en bore légèrement plus faibles qu'en 2010 (28 à 35 mmol/L). Ces $\delta^{11}B$, plus élevés que celui de l'eau de mer ($\delta^{11}B$ entre 39,5 et 40,5 ‰ (BARTH, 2000)), sont typiquement mesurés lors d'intrusion marines (VENGOSH, 2003) lorsque l'adsorption du Bore en excès s'est réalisée sur la matrice.

Les eaux usées traitées utilisées pour la recharge artificielle ont un $\delta^{11}B$ variant entre 10,67 et 13,08 ‰ avec des concentrations de bore élevées variant de 65 à 348 mmol/L. Ces valeurs sont comprises dans l'ensemble des valeurs mesurées par différents auteurs (BARTH, 2000; KLOPPMANN et al., 2008; VENGOSH, 2003; WIDORY et al., 2005). Le mélange des eaux usées dans la nappe plio-quadernaire est illustré par la composition des piézomètres 15, 11 et 2, les deux derniers montrant une diminution importante du $\delta^{11}B$ 2010 et 2011. Selon les logs, les 30 premiers mètres à l'aplomb des bassins d'infiltration sont constitués de grès et sables ; les phases échangeuses comme argiles et carbonates semblent très peu abondantes. On peut donc considérer que le système s'équilibre très rapidement.

Un deuxième pôle d'eaux souterraines est constitué par les eaux douces prélevées en 2011 dans le piézomètre 16 (concentration en B de 2.8 $\mu\text{mol/L}$ et $\delta^{11}B$ de 19.89 ‰). Cette signature est proche de celles des eaux de pluies (MILLOT et al., 2010), ce qui renforce l'hypothèse d'une forte contribution des eaux de pluie. De plus, le piézomètre 16 est installé dans la formation des dunes tyrrhéniennes, fréquemment considérée comme étant une zone importante de recharge de la nappe par infiltration des eaux de pluie et de ruissellement. La composition mesurée dans le piézomètre 5 est issue d'un mélange entre ces eaux douces et environ 15 % d'eaux usées de recharge.

Enfin, compte-tenu du contexte géologique et hydrogéologique, les eaux pluviales actuelles contribuent à la recharge de l'aquifère Plio-Quaternaire ainsi que les isotopes ^{18}O et ^2H l'ont confirmé (BEN HAMOUDA et al., 2011). Ayant des compositions isotopiques et des concentrations très différentes en bore (MILLOT et al., 2010), le $\delta^{11}\text{B}$ est moins pertinent pour tracer leur mélange.

La signature isotopique dans les puits ne montre aucun mélange avec les eaux usées, en raison de quantités infiltrées trop faibles et de directions de flux défavorables (MEKNI et al., 2012). Les variations temporelles des signatures isotopiques dans les puits montrent que le système n'est pas à l'équilibre, et qu'en particulier, les processus chimiques contrôlant la mobilité du Bore, notamment l'adsorption, ne suivent pas une cinétique aussi rapide que celle d'un simple mélange. La diminution d'environ 10 ‰ du $\delta^{11}\text{B}$ entre 2009 et 2010 avec des concentrations en bore plus fortes peut s'expliquer en posant l'hypothèse de l'existence d'un pôle d'eaux anciennes saumâtres avec un $\delta^{11}\text{B}$ compris entre 15 et 20 ‰. La contribution de ce pôle aux eaux plio-quaternaires serait favorisée par une faible recharge hivernale en 2009 et 2010 suivie par une augmentation des prélèvements et de l'intrusion marine. Cette hypothèse est soutenue par le fait que des sondages profonds ont montré que le substratum de marnes miocènes, dont la signature usuelle est comprise entre 15 et 20 ‰, recèle par endroits une eau saumâtre de 3 à 4 g/L (REKAYA, 1989).

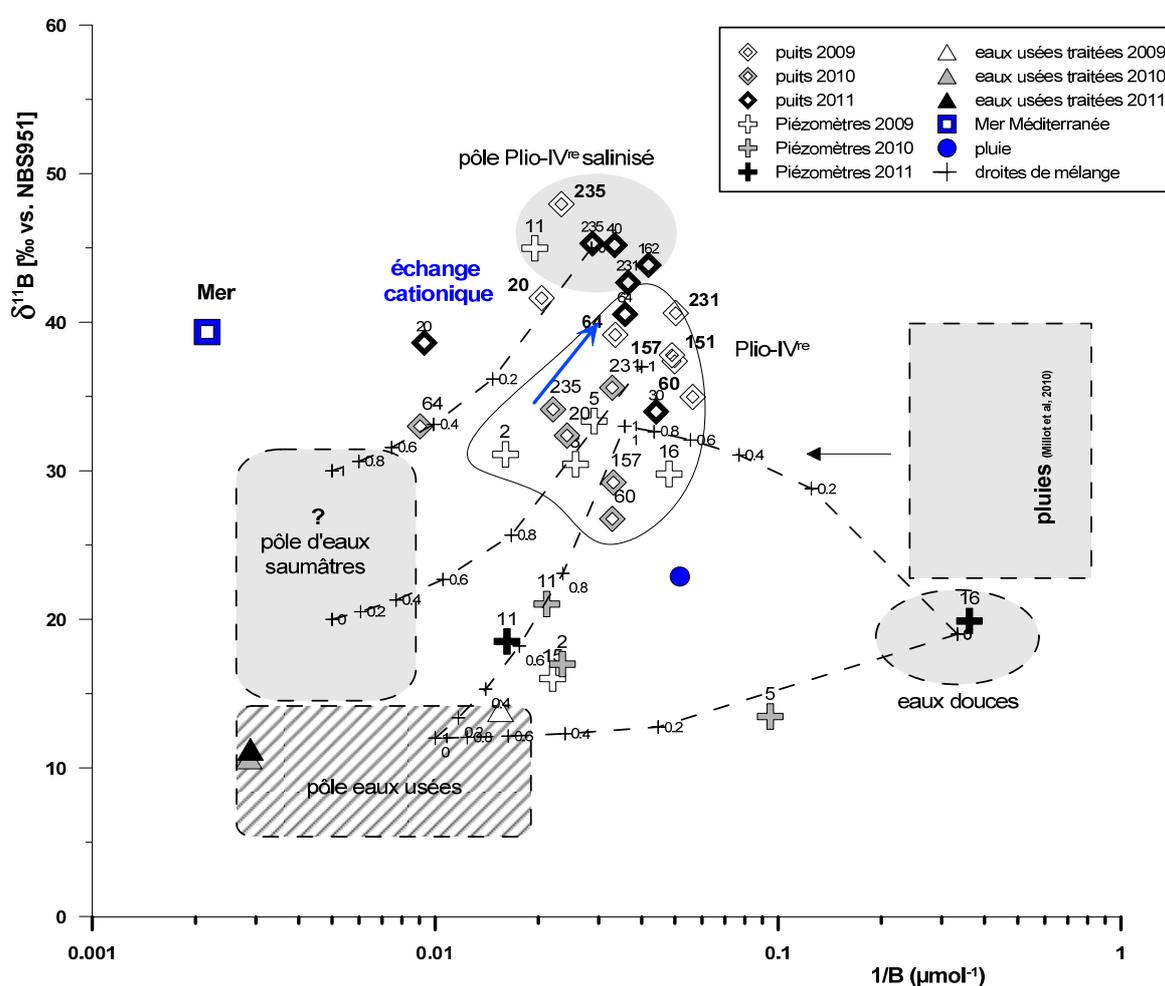


Figure 5 – Evolution des rapports isotopiques $\delta^{11}\text{B}$ en fonction du rapport molaire $1/\text{B}$ (adapté de (CARY and AL, in prep.) dans les eaux souterraines et les eaux usées traitées de la station d'épuration de Korba.

IV. CONCLUSION

Dans l'aquifère de Korba, la variabilité spatiale des concentrations en éléments souligne la complexité des interactions eau-roche amplifiées par la salinisation issue de l'intrusion marine dans la nappe plio-quaternaire. Les eaux de nappe à proximité des puits ne sont pas affectées par la recharge artificielle. Leurs

compositions isotopiques en bore subissent des changements significatifs selon les années. Ceci est dû à des mélanges variables de pôles d'eaux profondes, douces ou saumâtres, et d'eau de pluie, mais aussi aux différents processus d'équilibration du système à cinétiques différentes, comme par exemple l'échange cationique et l'adsorption du bore sur les phases minérales. A proximité du site de recharge artificielle, les signatures isotopiques du Bore mettent en évidence un mélange avec les eaux usées ainsi qu'avec une importante contribution d'eaux douce. En raison de leurs teneurs en Na et Cl, mais aussi en bore, les eaux de recharge artificielle pourraient cependant n'avoir qu'un effet limité sur l'amélioration de la qualité des eaux souterraines. En perspective, la pollution diffuse de la nappe par le drainage agricole est un facteur à prendre en compte pour expliquer la variabilité des concentrations mesurées, d'autant plus qu'une couche argileuse à faible profondeur en zone non saturée est susceptible de perturber considérablement le transfert des polluants vers la nappe.

Références bibliographiques :

- Appelo, C. A. J. and Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution. 2nd edn.*
- Barth, S. R., 2000. Geochemical and boron, oxygen and hydrogen isotopic constraints on the origin of salinity in groundwaters from the crystalline basement of the Alpine Foreland. *Applied Geochemistry* **15**, 937-952.
- Ben Hamouda, M. F., Tarhouni, J., Leduc, C., and Zouari, K., 2011. Understanding the origin of salinization of the Plio-Quaternary eastern coastal aquifer of Cap Bon (Tunisia) using geochemical and isotope investigations. *Environmental Earth Sciences* **63**, 889-901.
- Bianchini, G., Pennisi, M., Cioni, R., Muti, A., Cerbai, N., and Kloppmann, W., 2005. Hydrochemistry of the high-boron groundwaters of the Cornia aquifer (Tuscany, Italy). *Geothermics* **34**, 297-319.
- Cary, L. and al, in prep.
- Chakroun, A., Zaghbib-Turki, D., Moigne, A.-M., and de Lumley, H., 2005. Découverte d'une faune de mammifères du Pléistocène supérieur dans la grotte d'El Geffel (cap Bon, Tunisie). *Comptes Rendus Palevol* **4**, 317-325.
- CRDA, 2005. Carte des périmètres irrigués de la côte orientale de Cap-Bon. Notice 56. Nabeul.
- Eisenhut, S. and Heumann, K. G., 1997. Identification of ground water contaminations by landfills using precise boron isotope ratio measurements with negative thermal ionization mass spectrometry. *Fresenius' journal of analytical chemistry* **359**, 375-377.
- Elmejdoub, N. and Jedoui, Y., 2009. Pleistocene raised marine deposits of the Cap Bon peninsula (N-E Tunisia): Records of sea-level highstands, climatic changes and coastal uplift. *Geomorphology* **112**, 179-189.
- Ennabli, M., 1980. Etude hydrogéologique des aquifères Nord Est de la Tunisie par une gestion intégrée des ressources en eau, Thèse de doctorat d'état.
- Goldberg, S. and Forster, H. S., 1991. Boron sorption on calcareous soils and reference calcites. *Soil Sci.* **152**, 304-310.
- Goldberg, S. and Suarez, D. L., 2011. Distinguishing Boron Desorption from Mineral Dissolution in Arid-Zone Soils. *Soil Science Society of America Journal* **75**, 1347-1353.
- Kloppmann, W., Chikurel, H., Picot, G., Guttman, J., Pettenati, M., Aharoni, A., Guerrot, C., Millot, R., Gaus, I., and Wintgens, T., 2009. B and Li isotopes as intrinsic tracers for injection tests in aquifer storage and recovery systems. *Applied Geochemistry* **24**, 1214-1223.
- Kloppmann, W., Van Houtte, E., Picot, G., Vandenbohede, A., Lebbe, L., Guerrot, C., Millot, R., Gaus, I., and Wintgens, T., 2008. Monitoring Reverse Osmosis Treated Wastewater Recharge into a Coastal Aquifer by Environmental Isotopes (B, Li, O, H). *Environ. Sci. Technol.* **42**, 8759-8765.
- Kouzana, L., Ben Mammou, A., and Felfoul, M. S., 2009. Seawater intrusion and associated processes: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Comptes Rendus Geoscience* **341**, 21-35.
- Kouzana, L., Benassi, R., Ben mammou, A., and Sfar felfoul, M., 2010. Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi arid zones. Case of the Korba coastal aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* **58**, 242-254.
- Lazarova, V., Emsellem, Y., Paille, J., Glucina, K., and Gislette, P., 2011. Water quality management of aquifer recharge using advanced tools. *Water Science and Technology* **64**, 1161-1168.
- Lazarova, V., Nicolai, M., Levine, B., Saunders, W., McGovern, L., Sheilds, P., Bancon-Montigny, C., and Emsellem, Y., 2002. Aquifer recharge: the relevance of boron isotopes as an environmental tracer of recycled water. *Water Sources Conference: Reuse, Resources, Conservation; Las Vegas, NV; USA; 27-30 Jan. 2002. pp18 pp.*
- Mekni, A., Cary, L., Souissi, A., and Gaaloul, N., 2012. Evolution spatio-temporelle de la nappe phréatique de Korba-El Mida, Cap-Bon (Tunisie) et impact de sa recharge artificielle par les eaux usées traitées *Dix-huitièmes*

journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Ressources et gestion des aquifères littoraux. Cassis 2012. ».

- Millot, R., Petelet-Giraud, E., Guerrot, C., and Negrel, P., 2010. Multi-isotopic composition ($\delta^{7}\text{Li}$ - $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^{18}\text{O}$) of rainwaters in France: Origin and spatio-temporal characterization. *Applied Geochemistry* **25**, 1510-1524.
- Paniconi, C., Khlaifi, I., Lecca, G., Giacomelli, A., and Tarhouni, J., 2001. Modeling and Analysis of Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Eastern Cap-Bon, Tunisia. *Transp. Porous Media* **43**, 3-28.
- Pennisi, M., Bianchini, G., Muti, A., Kloppmann, W., and Gonfiantini, R., 2006. Behaviour of boron and strontium isotopes in groundwater-aquifer interactions in the Cornia Plain (Tuscany, Italy). *Applied Geochemistry* **21**, 1169-1183.
- Rekaya, M., 1989. Le contexte hydrogéologique de la nappe aquifère de la côte orientale du Cap Bon (Tunisie) et les problèmes causés par la surexploitation. *DGRE*.
- Temani, R., Gaaloul, N., Jedoui, Y., and Razgallah, S., 2008. The Upper Pleistocene deposits of Cap Bon (North - Eastern Tunisia): Bio-sedimentology and spatio-temporal evolution. *International journal of tropical geology, geography and ecology* **Tome 1-2**, pp. 83-90.
- Vengosh, A., 2003. Treatise on Geochemistry, Chap 9, p 333-365.
- Vengosh, A., Heumann, K. G., Juraske, S., and Kashner, R., 1994. Boron isotope application for tracing sources of contamination in groundwater. *Environ. Sci. Technol.* **28**, 1968-1974.
- Vengosh, A. and Keren, R., 1996. Chemical modifications of groundwater contaminated by recharge of treated sewage effluent. *Journal of Contaminant Hydrology* **23**, 347-360.
- Vengosh, A., Spivack, A. J., Artzi, Y., and Ayalon, A., 1999. Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. *Water Resources Research* **35**, 1877-1894.
- Widory, D., Petelet-Giraud, E., Negrel, P., and Ladouche, B., 2005. Tracking the sources of nitrate in groundwater using coupled nitrogen and boron isotopes: A synthesis. *Environ. Sci. Technol.* **39**, 539-548.
- Zghibi, A., Zouhri, L., and Tarhouni, J., 2011. Groundwater modelling and marine intrusion in the semi-arid systems (Cap-Bon, Tunisia). *Hydrological Processes* **25**, 1822-1836.

Les isotopes du carbone pour déterminer l'influence de la matière organique sédimentaire sur la minéralisation des aquifères littoraux - Exemple de l'aquifère de Camargue

V. de Montety ⁽¹⁾, B. Blavoux ⁽²⁾, O. Radakovitch ⁽³⁾, C. Vallet-Coulomb ⁽³⁾

(1) Hydrosociences Montpellier; (2) LHA - Université d'Avignon ; (3) CEREGE
veronique.de-montety@univ-montp2.fr, bernard.blavoux@gmail.com,
radakovitch@cerege.fr, vallet@cerege.fr

I. INTRODUCTION

Sur les côtes Européennes, une des conséquences de la transgression marine Holocène (transgression Flandrienne) est l'omniprésence de matière organique sédimentaire (MOS) dans les zones littorales et deltaïques quaternaires. Les ralentissements et arrêts de la remontée du niveau marin ont entraîné le dépôt au contact des sédiments continentaux Pléistocènes de niveaux argileux riches en matière organique et/ou de tourbe. Le drainage réduit de ces zones de faible dénivellation a préservés ces niveaux organiques [1, 2]. Le pourtour méditerranéen est riche d'exemples de l'abondance de MOS dans les aquifères littoraux ou dans les niveaux subjacents responsables du caractère captif de certains aquifères [e.g. 3, 4]. La présence importante de MOS dans les dépôts et sa dégradation ont des conséquences sur le chimisme des eaux et plus particulièrement sur les isotopes du Carbone ($^{14}C_{CID}$ et $\delta^{13}C_{CID}$). Il est donc crucial d'identifier et de quantifier la dégradation de MOS avant toute approche de datation par le ^{14}C .

A partir de l'exemple de l'aquifère captif du delta du Rhône, nous présentons des outils qui permettent de mieux contraindre l'influence de la MOS sur le chimisme des aquifères littoraux, puis un bilan sur l'origine et les mécanismes de l'évolution de la salinité de l'aquifère.

II. ENVIRONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE L'AQUIFERE CAPTIF DE CAMARGUE

Le delta du Rhône présente une structure en 3 unités (Fig. 1 et 2) similaire à celle d'autres deltas méditerranéens tels que le delta du Pô, de l'Ebre ou du Llobregat [1, 3].

(i) Les cailloutis fluviatiles calcaires déposés pendant les bas niveaux marins de la fin du Pléistocène forment un système aquifère de 10 à 70 m d'épaisseur affleurant en Crau et plongeant vers le Sud-Ouest sous les sédiments Holocènes du delta du Rhône.

(ii) Ces cailloutis sont recouverts par 2 à 30 m de sédiments marneux riches en MOS déposés pendant les premiers temps de la transgression (18000-6000 an BP). Les nombreuses investigations pour l'étude de la remontée du niveau marin ont permis d'identifier et de dater les arrêts de la transgression avec dépôts de MOS [e.g. 3]. Ce niveau de faible perméabilité constitue le toit de l'aquifère des cailloutis ;

(iii) L'unité superficielle (jusqu'à 10 m d'épaisseur) est constituée de marnes Holocènes à actuelles et de dépôts modernes continentaux. Elle contient des zones aquifères hétérogènes, souvent de faible perméabilité avec des eaux salées à sur-salées (jusqu'à 100 mS/cm).

L'aquifère étudié présente des caractéristiques différentes de part et d'autre du Rhône (Fig. 2). A l'Est, dans la plaine de la Crau, l'aquifère est libre et non salé. Les pertes d'irrigation par les eaux de la Durance constituent les 2/3 de la recharge alors que les précipitations ne représentent qu'1/3. Au contact des sédiments Holocènes, la nappe présente une zone d'émergence naturelle limitant les débits vers la partie captive de l'aquifère. Cet aquifère est fortement exploité pour l'AEP et l'industrie. En effet, depuis la fin du

XIX^{ème} siècle, la pression anthropique a conduit à une forte modification de cette plaine avec le développement d'une vaste zone industrielle et de la seconde zone portuaire de France (Fig. 6).

A l'Ouest du Rhône, en Camargue, l'aquifère est captif et localement artésien. La salinité de l'eau est élevée, de 2 g/l au S₇ à 38 g/l au S₅ soit une contribution d'eau de mer de 6% to 98% (Fig. 2). La chimie de l'aquifère est complexe, fortement influencée par la mise en place des dépôts et plus particulièrement de la MOS [5]. De 2002 à 2006, il a été le centre des recherches engagées par l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) RESYST (Réponse d'un système deltaïque aux forçages externes). Un suivi hydrodynamique, hydrochimique et isotopique a été réalisé sur la partie captive de l'aquifère de 2004 à 2007, pour déterminer l'origine et les mécanismes de sa salinisation [6].

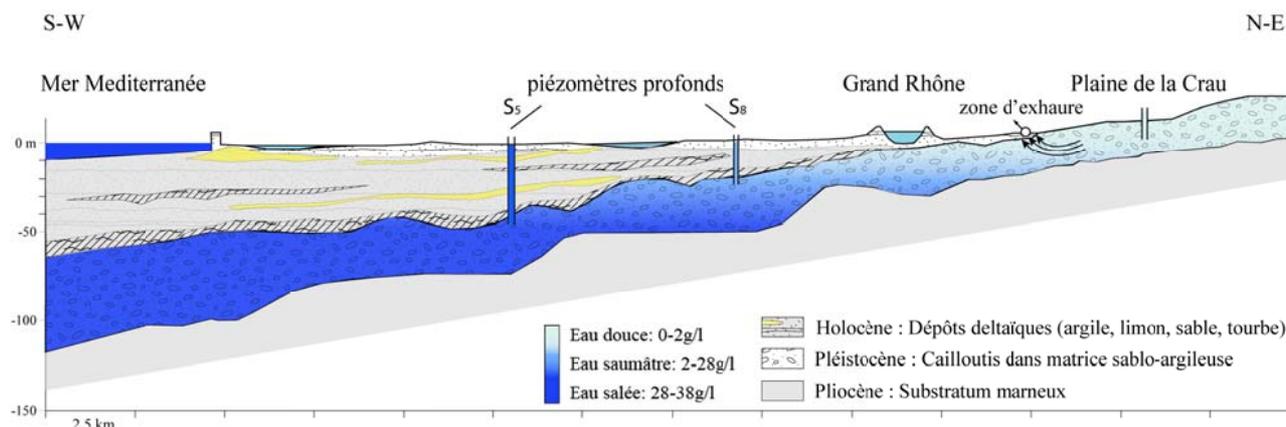


Figure 2 – Coupe schématique de la zone d'étude

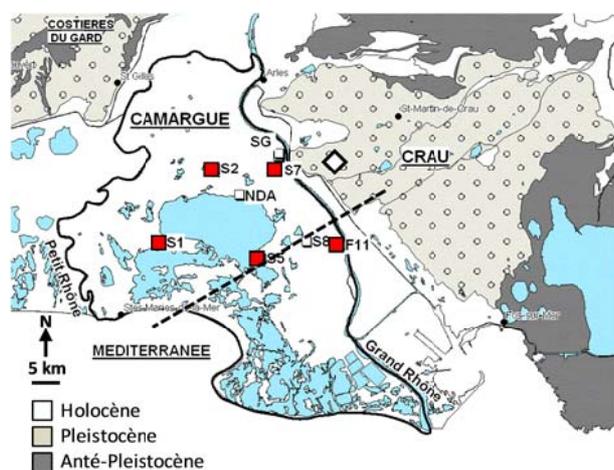


Figure 1 – Situation géologique du site d'étude et points de prélèvement (carrés rouges dans la partie captive, losange blanc dans la partie libre)

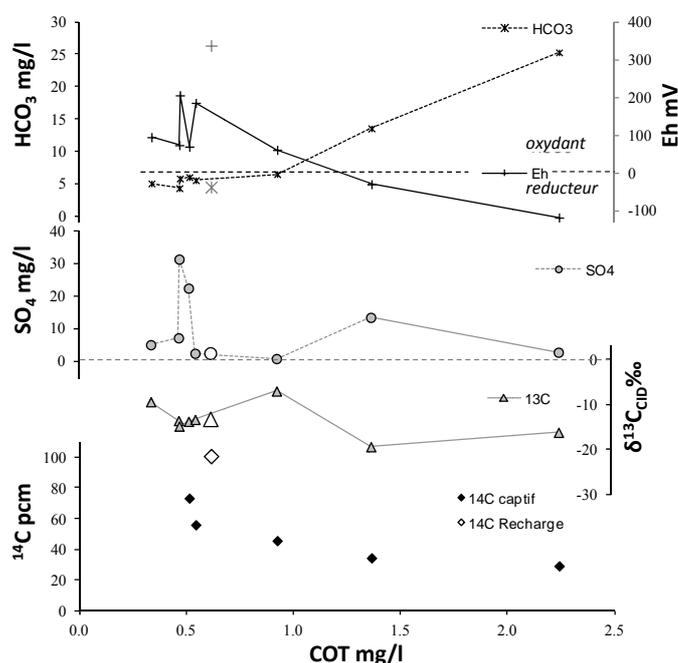


Figure 3 – Evolution des indicateurs de la dégradation de MOS en fonction du COT

III. INFLUENCE DE LA MATIERE ORGANIQUE SEDIMENTAIRE SUR LA MINERALISATION DE L'AQUIFERE

III. 1 Traceurs de la dégradation de MOS dans l'eau souterraine

La dégradation de MOS dans les eaux souterraines dépend du degré d'oxydation du milieu (Eh) et de la présence d'accepteurs d'électrons. L'oxydation de la MO produit du CID dont la signature isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$) dépend de la voie d'oxydation par les communautés bactériennes [7]. Dans les aquifères côtiers, la présence importante de SO_4 d'origine marine et la faible quantité d'oxygène favorise l'existence de processus de sulfatoréduction produisant un CID appauvri ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \sim -26\text{‰}$, [7]). En l'absence de sulfate, des processus de méthanogénèse par fermentation de substrat carbonaté peuvent avoir lieu (acétate fermentation). Dans ce cas, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ produit est enrichi ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} > 0\text{‰}$ [7])

Ainsi, le suivi dans l'eau du potentiel rédox (Eh), des nutriments nécessaires à l'activité bactérienne (Carbone Organique Totale COT, SO_4) et des produits de dégradation de MOS (CID et sa signature isotopique) permet de déterminer l'impact de la MO sur le chimisme de l'eau.

Les mesures mensuelles de COT dans l'aquifère montrent que le bruit de fond naturel est de 0.4 à 0.6 mg/l. Les 3 forages (S_7 , S_1 , S_5) dans lesquels des niveaux de MOS ont été identifiés présentent des valeurs sensiblement supérieures, allant de 0.9 à 2.3 mg/l. Ces forages présentent de faibles valeurs de Eh (S_7 occasionnellement réducteur) et les teneurs moyennes en HCO_3^- les plus élevées (Fig. 3) confirmant l'existence de processus d'oxydation croissants de MOS du S_7 au S_1 .

Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ne présente pas une évolution linéaire mais est fortement corrélé à la présence ou non de SO_4 . En effet, selon la voie d'oxydation (sulfatoréduction ou méthanogénèse) les facteurs de fractionnements affectant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ sont différents conduisant à un appauvrissement dans le cas de la sulfatoréduction (S_5), un enrichissement pour la méthanogénèse (S_7) ou une valeur intermédiaire en fonction de la proportion de ces 2 mécanismes (S_1).

Pour ces 3 forages, il existe une bonne corrélation entre l'appauvrissement en ^{14}C et les indicateurs de l'oxydation de la MO sédimentaire. Ce résultat suggère que la faible activité ^{14}C de ces échantillons correspond à un apport de carbone issu de la dégradation de MOS.

III. 2 Impact de la dégradation de MOS sur les isotopes du carbone

L'évolution du CID et de sa signature isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ et ^{14}C) est contrôlée par la disponibilité en CO_2 [7]. Ainsi, on distingue deux types d'évolution :

(i) En présence d'un apport continu de CO_2 , le système est dit ouvert. La concentration totale du CID peut varier et sa signature isotopique ne dépend alors que de celle du CO_2 et des facteurs de fractionnement entre les différentes formes du CID. Néanmoins, les variations en $^{14}\text{C}_{\text{CID}}$ par fractionnement sont faibles (de l'ordre du %) et donc négligées devant les autres sources d'incertitudes [8]. Par conséquent, en système ouvert, la valeur de $^{14}\text{C}_{\text{CID}}$ correspond à celle du CO_2 .

(ii) En revanche si la quantité de CO_2 est finie, le système est dit fermé. La concentration totale du CID ne varie pas ; seule sa signature isotopique évolue entre celle de la source de CO_2 et celle de la matrice carbonatée.

Le CO_2 du sol est généralement considéré comme la principale source de CO_2 . Or, dans les aquifères deltaïques, l'oxydation de la matière organique peut constituer une importante source de CID dont l'activité ^{14}C est celle de la MO.

Selon le type d'évolution et la source de CO_2 , on peut déterminer la signature isotopique théorique du CID ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et ^{14}C) à partir des équations de répartition des différentes formes du CID et de fractionnement isotopique [7, 8]. Dans l'aquifère de Camargue, les valeurs théoriques de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et ^{14}C ont été calculées en considérant différentes évolutions en fonction du forage: système ouvert, fermé et échange avec la matrice carbonatée (testé au S_7 seulement). Deux origines possibles du CO_2 ont été prises en compte : le CO_2 du sol (-22‰ ; -100 pcm) et le CO_2 issu de l'oxydation de la MOS (-27‰ ; 28 ± 1 pcm, 32 ± 2 pcm et 45 ± 1 pcm au S_1 , S_5 et S_7 respectivement). Les résultats obtenus pour le $^{14}\text{C}_{\text{CID}}$ sont présentés sur la figure 4.

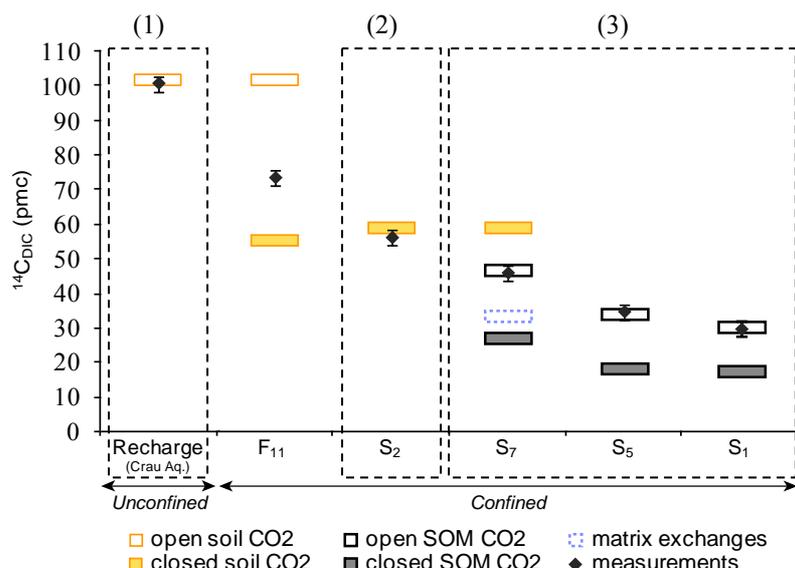


Figure 4 – Comparaison des valeurs de $^{14}\text{C}_{\text{CID}}$ mesurées aux valeurs théoriques, calculés avec différentes hypothèses (i) d'ouverture du système (ouvert/fermé) et (ii) d'origine du CO₂ (CO₂ issu du sol (soil CO₂) ou issu de la matière organique sédimentaire (SOM CO₂)). Pour le point S₇, l'hypothèse d'échanges avec la matrice carbonatée a également été testée.

Différentes évolution du carbone inorganique dissous (CID) ont ainsi pu être identifiées (Fig. 4) :

- (1) un milieu ouvert sur le CO₂ du sol dans la zone de recharge reflétant des eaux actuelles ;
- (2) un milieu fermé sur le CO₂ du sol dans la partie peu salée de l'aquifère permettant d'utiliser les modèles « classiques » de correction des âges ^{14}C ;
- (3) un milieu ouvert sur le CO₂ produit par dégradation de la MOS entraînant la perte de l'information temporelle portée par le ^{14}C .

Le point F₁₁ présente une valeur intermédiaire entre une évolution en système ouvert et fermé sur le CO₂ du sol. Ce résultat indique l'existence d'un mélange avec des eaux jeunes du Rhône ou de la zone de recharge, confirmée par les mesures de ^3H [6].

IV. RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION DE LA SALINITE DE L'AQUIFERE

IV. 1 Origine de la salinité de l'aquifère : facteur géologique

A l'exception du forage F₁₁, l'absence de ^3H dans la partie captive de l'aquifère permet d'estimer un temps moyen de séjour des eaux souterraines supérieur à 50 ans. Ce résultat confirme les faibles vitesses de circulation depuis la zone de recharge mises en évidence par une approche hydrodynamique [6].

D'après les modèles d'évolution du CID déterminés précédemment, une correction de l'âge ^{14}C peut être envisagée au point S₂. Les corrections par les modèles de *Tamers, Ingerson et Pearson* et *Fontes et Garnier* [7, 8] donnent un âge de 500 ans \pm 350 ans BP. Compte tenu de la salinité de l'eau de 10% en ce point, et en considérant une eau douce moderne (>50 ans), cet âge correspond à un mélange avec une eau marine de l'ordre de 5000 ans BP. Ce résultat est cohérent avec le dernier arrêt de la transgression identifié vers 6000 BP en Camargue.

Ce résultat indique que la salinité des eaux de l'aquifère captif est vraisemblablement associée à une intrusion marine pendant l'holocène supérieur. Les eaux salées n'auraient pas été totalement repoussées de l'aquifère à cause de gradients hydrauliques trop faibles.

IV. 2 Progression des eaux salées dans l'aquifère : impact anthropique et climatique

L'évolution de la salinité de l'aquifère a pu être reconstituée depuis 1969 [6] (Fig. 5).

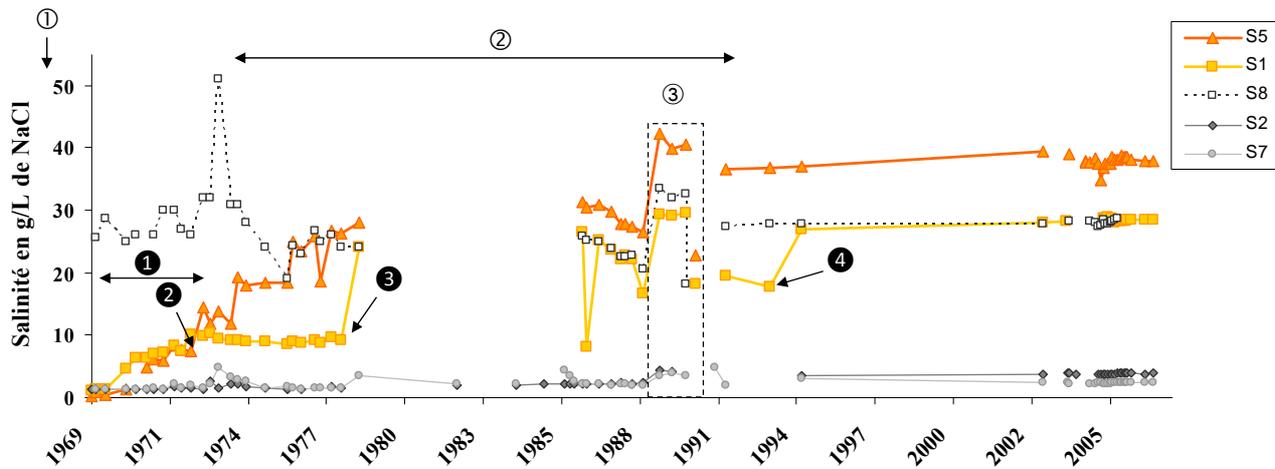


Figure 5 – Reconstitution de l'évolution de la salinité de l'aquifère captif (en g/l) de 1969 à 2007

On observe des salinités stables au S₈ et au S₇, mais en augmentation modérée au S₂ (doublement de la salinité) et dramatique au S₁ et S₅. Au S₈, la salinité est restée relativement constante depuis les années 60. Les cailloutis dans cette zone renferment une faune marine qui pourrait indiquer que la salinité en ce point est en partie héritée.

La partie libre de la nappe constituant une limite d'alimentation pour la partie captive, les causes de l'augmentation de salinité sont donc à rechercher dans les événements ayant entraînés des baisses de charges hydrauliques en Crau. On observe des augmentations de salinité suite à des niveaux piézométriques de la nappe de basse Crau bas en 1967 (□), et en baisse de 1979 à 1993 (□). L'étiage sévère de 1989 [9] entraîne une répercussion sur la salinité de l'ensemble des piézomètres de Camargue (□). Malgré des niveaux hauts de 1971 à 1978, on observe une augmentation de salinité au S₁ et plus particulièrement au S₅. De plus, ces événements n'expliquent pas les sauts de salinité observés (Fig. 5, points 2, 3, 4 par exemple). Or à cette période, la partie libre de l'aquifère a fait l'objet d'aménagements importants (Fig. 6) pouvant avoir des impacts directs sur la dynamique de la nappe. Nous avons donc cherché à savoir s'il existait une relation entre ces sauts de salinité et les étapes d'aménagement de la zone industrielle et portuaire [9]. 4 événements peuvent être à l'origine des sauts de salinité observés :

- (1) les travaux du port autonome de 1969 à 1972 avec le creusement de 2 darses favorisant l'intrusion marine dans les cailloutis (augmentation salinité S₁ et S₅)
- (2) le creusement d'une tranchée drainante au Sud-Ouest de la Crau et sa mise en eau en 1972 (saut au S₅ fin 1972 et au S₈ en 1973)
- (3) la remontée de l'interface 20 g/l à -4 m NGF dans 2 piézomètres situés le long du canal d'Arles à Fos en 1977 dont l'origine n'a pu être établie (saut important au S₁)
- (4) un pompage industriel en 1993 provoquant un écoulement à contre-courant et un abaissement du niveau de la tranchée drainante en dessous de la côte de sécurité (saut au S₁).

L'impact de l'ouverture du canal de liaison en 1982-1983 n'a pas pu être évalué.

Ces résultats montrent que les baisses de charge importantes dans l'aquifère de Crau ont un impact direct et rapide sur la salinisation de l'aquifère captif. Si des baisses de charge naturelles dans la nappe de basse Crau ont entraîné une augmentation de salinité dans l'aquifère captif en Camargue (en 1989 par exemple), l'impact de l'aménagement de la basse Crau est néanmoins non négligeable.



Figure 6 – Détail des aménagements réalisés en Basse Crau

V. CONCLUSION

Dans les aquifères deltaïques, la dégradation de SOM a un impact important sur la minéralisation de l'aquifère. Les mesures de TOC, Eh, HCO_3 , $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et SO_4 sont de bons indicateurs de cette dégradation. Le type d'évolution du CID (système ouvert ou fermé sur le CO_2) et l'origine du CO_2 (CO_2 du sol, oxydation de la MO) détermine l'évolution du $^{14}\text{C}_{\text{CID}}$ et donc la possibilité ou non de déduire un âge à partir de l'activité ^{14}C . Les mesures ^3H et la datation ^{14}C réalisée au S_2 indiquent que la salinisation des eaux de l'aquifère captif pourrait être associée à une intrusion marine pendant l'Holocène supérieur. Les eaux salées n'auraient pas été totalement repoussées de l'aquifère à cause de gradients hydrauliques trop faibles. Depuis 1970, les fortes baisses de charge dans la zone de recharge (Crau), en relation avec une modification de l'occupation du sol, auraient favorisé le déséquilibre du contact eau douce/eau de mer provoquant une intrusion marine actuelle dans les premiers kilomètres de l'aquifère et la remontée des eaux salées anciennes par effet piston.

Références bibliographiques

- [1] Edmunds W.M. and Milne C.J., 2001 – Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of groundwater since the Late Pleistocene. *Geological Society, London, Special Publication: 289-311*.
- [2] Hartog N., Griffioen J., van Bergen P. F., 2005 – Depositional and paleohydrogeological controls on the distribution of organic matter and other reactive reductants in aquifer sediments. *Chemical Geology 216, 113-131*.
- [3] Boyer J., Duvail C., Le Strat P., Gensous B., Tesson M., 2005 – High resolution stratigraphy and evolution of the Rhone delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology - Mediterranean Prodelta Systems 222-223, 267-298*.
- [4] Manzano M., Custodio E., Loosli H., Cabrera M. C., Riera X., Custodio J., 2001. Palaeowater in coastal aquifers of Spain. In: Edmunds, W.M. & Milne, C.J. (eds) *Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of groundwater since the Late Pleistocene. Geological Society, London, Special Publications, 107-138*.
- [5] de Montety V., Radakovitch O., Vallet-Coulomb C., Blavoux B., Hermitte D., Valles V., 2008. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France). *Applied Geochemistry 23, 2337-2349*.
- [6] de Montety V., 2008 – Salinisation d'un aquifère captif côtier en contexte deltaïque - Cas de la Camargue. *Thèse, 211 pp*.
- [7] Clark, I. and Fritz P., 1997 – Environmental isotopes in hydrogeology. 1997, New-York: Lewis Publishers. 328.
- [8] Mook, W.G. and de Vries J.J., 2000 – Environmental isotopes in the hydrological cycle - Principles and applications. 2000, Technical Documents in Hydrology n°39. Paris: UNESCO/IAEA.
- [9] CERIC HORIZON, 1993 – Nappe de Basse Crau : Niveau et salinité depuis 25 ans. Rapport de synthèse, Port Autonome de Marseille Fos-sur-Mer.

Utilisation des traceurs environnementaux pour déterminer l'impact de l'agriculture intensive sur l'aquifère littoral multi-couches du Campo de Cartagena (Contexte semi aride, Espagne)

Paul Baudron⁽¹⁻²⁾, Florent Barbecot⁽³⁾, Christian Leduc⁽²⁾, Jean-Denis Taupin⁽⁴⁾, José Luís García Aróstegui⁽⁵⁾, Yves Travi⁽⁶⁾, David Martinez-Vicente⁽¹⁾, Franciso Cabezas Calvo-Rubio⁽⁷⁾

(1) INUAMA, Universidad de Murcia, Spain,

(2) UMR G-EAU, IRD, Montpellier, France,

(3) UMR IDES 8148, CNRS - Université Paris Sud, Orsay, France,

(4) UMR 5569 HydroSciences, Université Montpellier 2, France

(5) IGME, Murcia, Spain

(6) UMR EMMAH Université d'Avignon, Avignon, France

(7) F-IEA, Campus de Espinardo, Murcia, Spain

paul.baudron@baudron.com; Christian.Leduc@ird.fr; florent.barbecot@u-psud.fr; yves.travi@univ-avignon.fr; j.arostegui@igme.es; cabezas@um.es; taupin@msem.univ-montp2.fr, davidmv@um.es

D'une superficie de 1440 km², l'aquifère du Campo de Cartagena est limité à l'Est par la Mer Méditerranée et par la Mer Mineure, lagune hypersaline et principal exutoire du bassin versant, les autres limites étant constituées par des reliefs montagneux (Figure 1). La température annuelle moyenne est comprise entre 14°C et 17°C, avec des précipitations moyennes de 300 mm/an, concentrées en de courts épisodes orageux en automne et au printemps (Conesa, 1990). Il n'existe pas de cours d'eau permanent, mais la zone est drainée par de nombreux cours d'eau temporaires (ramblas).

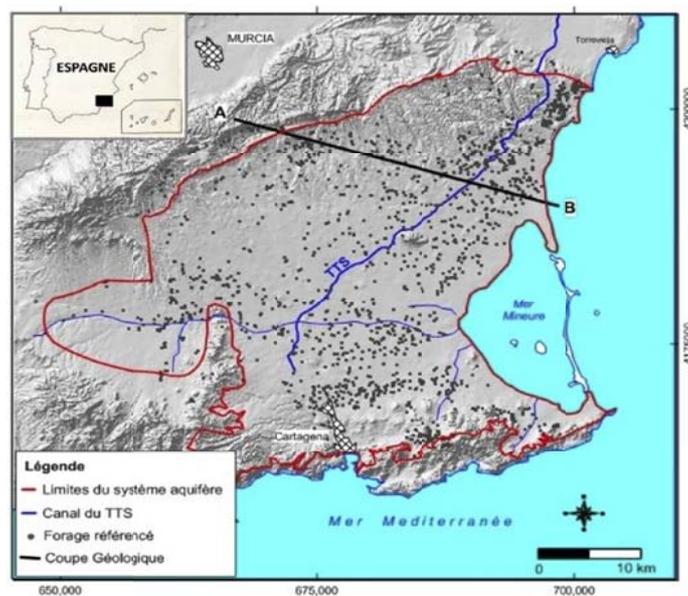


Figure 1 : Carte de localisation du Campo de Cartagena

Du point de vue géologique, figure 2, les formations perméables se trouvent dans un bassin sédimentaire Néogéno-Quaternaire d'une épaisseur maximale de 2000 m, situé à l'Est de la Cordillère Bétique. Des failles normales d'orientation NE-SW et E-W sont responsables de structures en horsts et grabens compliquant la

géométrie des formations. Quatre aquifères détritiques séparés par des niveaux de faible perméabilité, ont été définis (IGME, 1991): Quaternaire (graviers, sables et argiles), Pliocène (grès-calcaires bioclastiques, conglomérats), Messinien (grès-calcaires, conglomérats et calcaires) et Tortonien (conglomérats et grès). Le substratum imperméable du système correspond au soubassement Mésozoïque et Paléozoïque, constitué par des matériaux méta-pélitiques (schistes, micaschistes et quartzites), représentatifs des zones internes bétiques. A l'exception de l'aquifère superficiel quaternaire, tous sont majoritairement captifs, avec une superficie d'affleurement très faible comparée à leur extension totale.

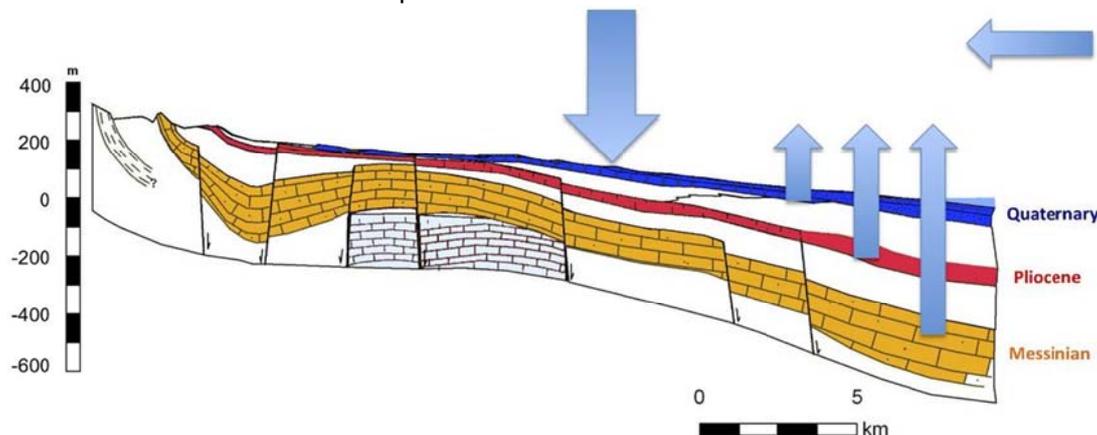


Figure 2: Coupe géologique schématisique du Campo de Cartagena (les flèches en bleu schématisent les flux d'eau)

Le fonctionnement du système aquifère multicouche du Campo de Cartagena a été profondément influencé par plusieurs décennies d'agriculture intensive et il se trouve aujourd'hui en régime transitoire (Baudron et al., 2011) aussi bien d'un point de vue hydro-chimique qu'hydrodynamique (Figure 3)

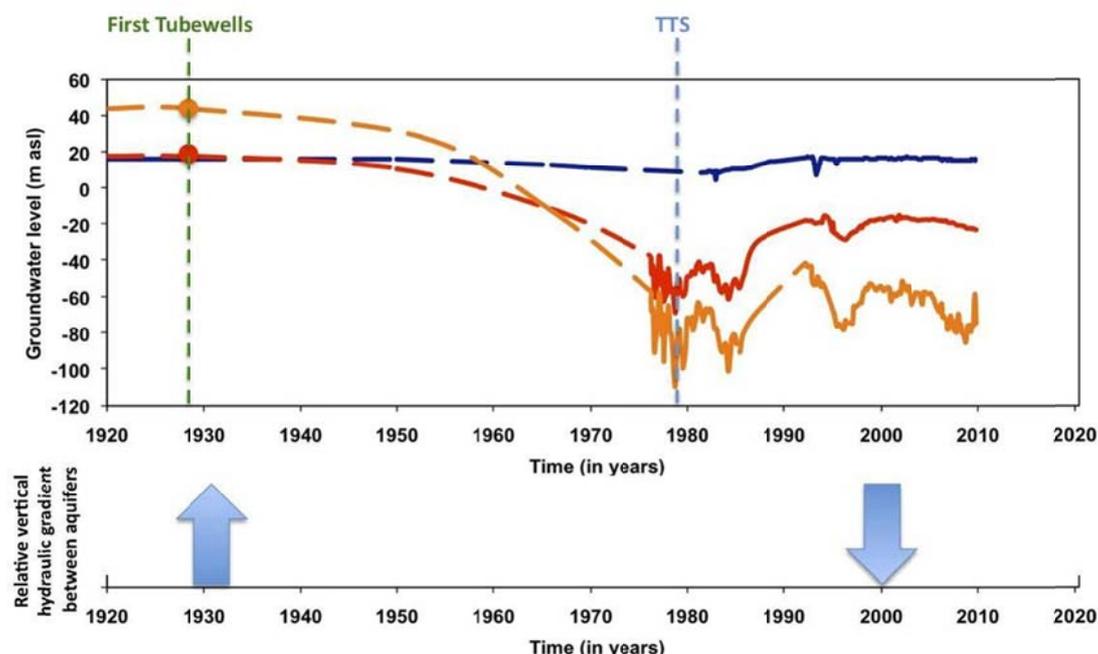


Figure 3 : Evolution historique des charges hydrauliques au sein de l'aquifère multicouche (Nappe superficielle du Quaternaire en bleu, nappe intermédiaire du Pliocène en rouge, nappe profonde du Messinien en orange).

L'étude de la dynamique des eaux souterraines, des processus de minéralisation, de leur temps de transit ainsi que des variations historiques des conditions de recharge a été réalisée à l'aide des isotopes du Carbone (^{13}C et ^{14}C), de la chimie des éléments majeurs ainsi que les isotopes de la molécule d'eau (^{18}O et

³H). Le radiocarbone permet de distinguer les paleo-écoulements (Barbecot et al 2000 ; Loosli et al 2001) en caractérisant la dynamique des eaux souterraines sur une gamme de temps comprise entre la centaine d'années à près de 35000 ans. La chimie des éléments majeurs et les isotopes de la molécule d'eau caractérisent la distribution des signatures géochimiques de chacune des masses d'eau du Campo de Cartagena et contraignent l'étendue des flux qui les associent (Fritz and Fontes, 1986 ; Clark and Fritz, 1997; Mazor, 2004). A l'instar de nombreux aquifères méditerranéens, nous avons pu observer avec ces outils l'existence d'un régime pré-anthropique et proposer une quantification des taux de recharge des différentes nappes du complexe. La recharge des différentes nappes varie en premier lieu en fonction de l'altitude des zones de recharge: de 30-40 mm/an sur les plateaux à moins de 10 mm/an en plaine avant le développement de l'agriculture. Puis, en réponse à la mise en place de l'activité agricole dans la plaine quaternaire, les flux de recharge ont été amplifiés et atteignent aujourd'hui 100 à 200 mm/an. Ces données sont corroborées par les approches hydrodynamiques et les études ponctuelles de la recharge en zone non saturée (Jimenez-Martinez 2009, Jimenez-Martinez 2010).

En l'absence de chroniques fiables sur l'évolution de la qualité de la ressource du Campo de Cartagena, une reconstitution est réalisée sur la base des signatures en géochimie élémentaire (chimie des éléments majeurs et mineurs, gaz rares, CFC-SF₆) et isotopique (²H-¹⁸O_{H₂O}, ¹³C-A¹⁴C_{ClD}, et ³H). Cette démarche permet de proposer une restitution de la dynamique de minéralisation des différentes nappes du complexe en distinguant notamment (i) les différentes masses d'eau en présence et de voir leurs éventuelles interconnexions et de (ii) les différentes formes de l'anthropisation sur la dégradation de cette ressource en eau.

Références bibliographiques

Barbecot F, Marlin C, Gibert E, Dever L. (2000), Hydrochemical and isotopic characterisation of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France). *Applied Geochemistry* 2000 juill;15(6):791-805.

Baudron P., Barbecot F., Taupin J.D, Leduc C., García Aróstegui J.L., Pinti D., Travi Y., Martinez Vicente D. (2011). Use of environmental tracers to assess the impact of intense agricultural activity on a semi-arid aquifer : Case study in Campo de Cartagena (Spain). *Proceedings of the AIG-9 Congress in Taragona, Spain. September 2011.*

Clark, I and Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers. New York.

Conesa García C. (1990). *El Campo de Cartagena - Clima e Hidrología de un medio semiárido*. Universidad de Murcia, Ayuntamiento de Cartagena, Murcia. 450p.

Fritz P., Fontes J.C., (1986) Editors, *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environment*, B, Elsevier, Amsterdam (1986).

J. Jiménez-Martínez, T.H. Skaggs, M.Th. van Genuchten, L. Candela (2009) A root zone modeling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. *Journal of Hydrology* 367 (1-2), 138-149.

Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J. and Tamoh, K. (2010) Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas with different crops. Quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. *Hydrogeology Journal* doi: 10.1007/s10040-010-0658-1

Loosli HH, Aeschbach-Hertig W, Barbecot F, Blaser P, Darling WG, Dever L, Edmunds WM, Kipfer R, Purtschert R, Walraevens K. (2001) Isotopic methods and their hydrogeochemical context in the investigation of palaeowaters. *Geological Society, London, Special Publications* 2001 janv;189(1):193 -212

Mazor E., 2004. *Chemical and isotopic groundwater hydrology*. 3rd Edition. Eds M. Dekker, 453 p.

POSTERS

CARACTERISATION DES AQUIFERES LITTORAUX

Etude du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Port Miou et Bestouan par traçage artificiel : les marnes de l'Aptien sont-elles imperméables?

B. Arfib⁽¹⁾, T. Lamarque⁽²⁾

(1) Aix-Marseille Univ, CEREGE Centre Saint-Charles,
3, Place Victor Hugo (Case 67), 13331 Marseille cedex 3, France
arfib@cerege.fr

(2) SpéléH2O, 405 av. Bucarin, 83140 Six-Fours-Université
speleh2o@wanadoo.fr

Résumé

Les sources sous-marines de Port Miou et de Bestouan drainent la partie ouest de l'aquifère régional de l'Unité du Beausset, entre Marseille et Toulon (SE France). Les sources présentent un fonctionnement typiquement karstique, avec des fortes variations de débit en fonction des pluies. L'aquifère est composé d'un empilement de roches carbonatées, marneuses et gréseuses, qui laisse présager une compartimentation hydraulique entre les calcaires du Crétacé inférieur et ceux du Crétacé supérieur par les dépôts marneux de l'Aptien (Gargasien). Le rôle de ces terrains marneux sur l'écoulement souterrain est investigué par la mise en œuvre d'un traçage artificiel. 30 kg de Sulforhodamine B ont été injectés dans une perte d'un cours d'eau temporaire. Le traceur est détecté sur les sources de la baie de Cassis. Les vitesses d'écoulement et l'étendu du bassin versant des sources sous-marines sont également appréhendés. Les résultats, inattendus, mettent en évidence une karstification intense à travers tous les terrains du Crétacé.

Mots-clés : source sous-marine, traçage artificiel, karst, Port Miou, Bestouan, marnes

I. INTRODUCTION

Les karsts littoraux sont nombreux autour de la Méditerranée. Ils représentent une ressource potentielle en eau locale, jusque sur la zone littorale lorsqu'ils sont protégés du phénomène d'intrusion saline par une barrière géologique naturelle (Fleury, 2007). Dans le cas contraire, les sources karstiques sont généralement saumâtres, et l'amont de l'aquifère reste alors la cible privilégiée pour l'exploitation d'eau douce. Le rôle des structures géologiques et de la nature lithologique des terrains rencontrés, ainsi que la présence de karsts, sont donc des éléments primordiaux à prendre en compte dans la gestion d'un aquifère carbonaté. Les méthodes sont multiples, basées sur l'analyse du signal physico-chimique au niveau de points d'eau (sources, forages), ou sur la caractérisation géologique (fracturation, géologie numérique), ou sur des méthodes hydro-géophysiques... Le traçage artificiel est une méthode adaptée à la caractérisation de l'écoulement, qui dépend des propriétés de la roche réservoir. Le traçage renseigne sur les relations entre un point d'injection et des points de suivi.

Dans la région de Marseille, l'Unité du Beausset se développe vers l'est jusqu'à Toulon, et de la mer au massif de la Sainte Baume au nord. C'est un vaste synclinal formé d'un empilement de terrains jurassico-crétacés, de type carbonaté (calcaires et dolomies), marneux (Albien) et gréseux. Une large partie (plusieurs centaines de km², Cavalera 2007) est drainée vers l'ouest par les sources sous-marines de la baie de Cassis. Les deux sources de Port Miou et Bestouan présentent un fonctionnement typiquement karstique, avec de fortes variations de débit en fonction des pluies. Les limites exactes du bassin d'alimentation ne sont pas connues avec précision. En particulier, la question du rôle de terrains marneux (Moulade et al. 2004) de l'Aptien (Figure 1) qui affleurent au nord des sources sur plus de 80 mètres d'épaisseur (gare de Cassis) restait sans réponse. Constituent-ils un écran à l'écoulement, individualisant les terrains du crétacé du supérieur et ceux du crétacé inférieur, formant ainsi deux aquifères, l'un drainé vers le sud-est (La Ciotat) et l'autre drainé vers le sud-ouest (Cassis)? Ou au contraire, l'eau souterraine peut-elle

traverser ces terrains et une connexion hydraulique est-elle possible entre le Crétacé supérieur et inférieur, faisant ainsi se déplacer vers le sud-est la limite du bassin d'alimentation des sources de Cassis?

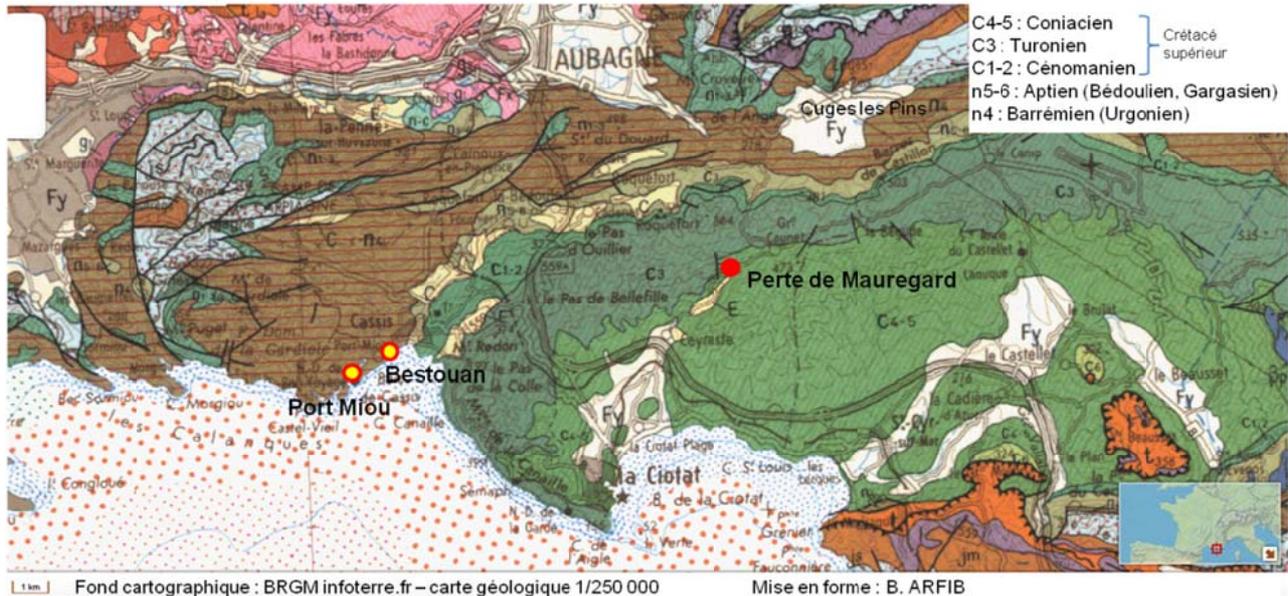


Figure 1: Localisation de la perte de Mauregard et des sources de la baie de Cassis sur un fond de carte géologique 1/250 000.

Pour répondre à cette question, nous avons réalisé un traçage artificiel à partir d'une perte temporaire d'un cours d'eau située à la limite entre les terrains du turonien et du coniacien, au sud-ouest du plateau du Camp, sous le Grand Caunet (commune de Ceyreste). Il s'agit de la perte de Mauregard (Figure 1), explorable par l'homme jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur, avec arrêt sur un amoncellement de blocs. Le traceur a été recherché sur les sources de la baie de La Ciotat et de Cassis, ainsi que par des prélèvements en forages, par l'installation de fluorimètres automatiques (Schneegg, 2002) et des mesures sur spectrofluorimètre au laboratoire. Les résultats positifs obtenus sur les sources sous-marines de Port Miou et Bestouan permettent de répondre à la question posée, et de discuter du mode d'écoulement de l'eau souterraine dans ce secteur.

II. MATERIEL ET METHODE : traçage artificiel et analyses de fluorescence

II. 1 Injection de traceur artificiel à la perte de Mauregard

Le traceur artificiel utilisé est de la sulforhodamine B. Trente kilogrammes (30 kg), préalablement dilués dans 600 litres d'eau, ont été injectés le 8 février 2011 dans la perte de Mauregard, à sec le jour de l'injection. Le traceur a été poussé par 18 m³ d'eau amenée par les pompiers. La totalité de l'eau s'est infiltrée instantanément au fond de la perte.

Le 14 et 15 février 2011, des pluies importantes sont enregistrées sur la région : jusqu'à 30 mm/jour à la station météo de l'aérodrome du Castellet (10 km du lieu d'injection). Le ruisseau temporaire de Mauregard est en eau et la perte absorbe de l'eau (débit non mesuré, estimé à plusieurs dizaines de litres par secondes durant au moins une journée).

II. 2 Détection de traceur artificiel

Le traceur artificiel est détecté par des mesures en continu in-situ et des analyses au laboratoire sur des échantillons d'eau prélevés quotidiennement sur les sources et forages. Les sources de Port Miou et Bestouan sont chacune équipées d'un fluorimètre de terrain type Albillia, avec un pas de temps de mesure de 15 minutes. Ce sont les sources drainant la baie de Cassis. Dans la baie de La Ciotat, une source (Fontaine Romaine de Ceyreste) est équipée également d'un fluorimètre automatique. L'ensemble des prélèvements d'eau sur les autres points, ainsi que ceux suivis par fluorimètres, sont analysés au laboratoire sur spectrofluorimètre SAFAS FLX (projet KarSTEAU, Aix-Marseille Univ). Des mesures à longueur d'onde fixe sont faites en routine, et les valeurs anormalement hautes sont vérifiées par des spectres d'émission et d'excitation. En complément, des mesures de vérification ont été faites sur le

spectrofluorimètre SAFAS Xenius du Laboratoire Chimie et Environnement de l'Université Aix-Marseille. Enfin, dans le cas de Port Miou, une analyse de fluorescence sur HPLC (high performance liquid chromatography) a été menée au Laboratoire Chrono-Environnement de l'Université de Besançon pour validation définitive des échantillons positifs du 24 février 2011.

III. RÉSULTATS

Le suivi de fluorescence a été assuré durant 11 mois, de janvier à novembre 2011. Le traceur recherché n'a pas été détecté sur les points d'eau de la baie de La Ciotat. Dans la baie de Cassis, les deux sources de Port Miou et Bestouan ont donné des résultats positifs.

La figure 2 et la figure 3 synthétisent les résultats obtenus par mesures directes in-situ sur le fluorimètre automatique de Port Miou et par mesures sur spectrofluorimètre au laboratoire. Les résultats de fluorescence donnés dans cet article sont des résultats bruts préliminaires exprimés en unité arbitraire (u.a.). La gamme de sensibilité est plus forte sur le spectrofluorimètre de laboratoire FLX KarstEAU (entre 0,5 et 16 u.a.) par rapport au fluorimètre de terrain (entre 1 et 2 u.a.). Les courbes ainsi obtenues se superposent. Les deux méthodes de mesure donnent des résultats similaires. La courbe du fluorimètre in-situ s'écarte toutefois de celle des analyses au laboratoire au fur et à mesure de l'encrassement du tube optique de l'instrument ; ce phénomène est bien identifiable sur la figure 3 le 24 mars 2011 à 20h00, lorsque le signal chute abruptement lors du nettoyage du fluorimètre sur site (la valeur passe 1,49 u.a. à 1,23 u.a.).

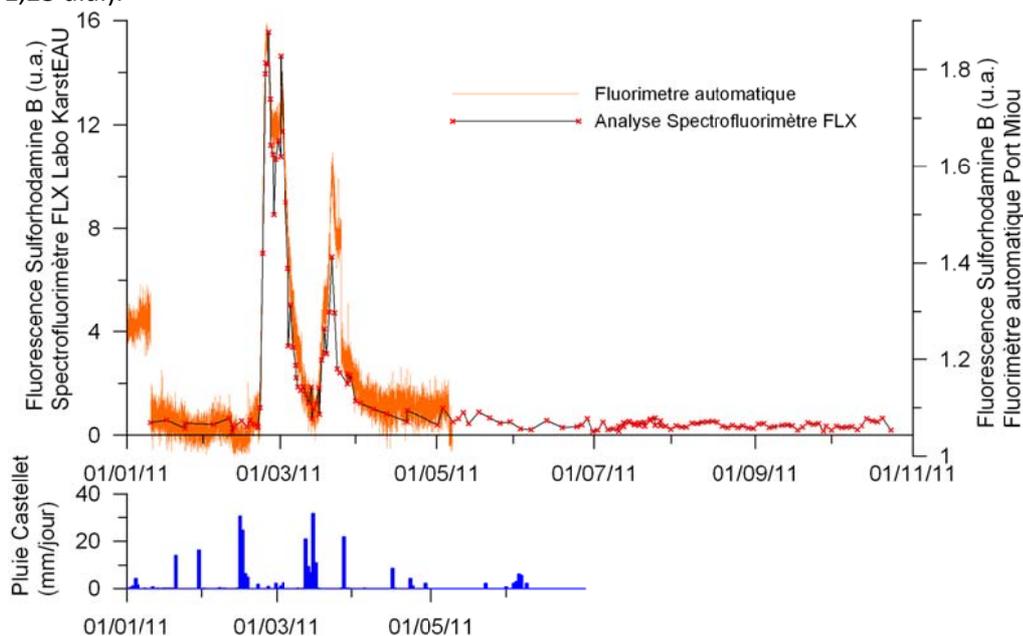


Figure 2 : Evolution de la fluorescence de l'eau de la source sous-marine de Port Miou sur la longueur d'onde caractéristique de la sulforhodamine B, du 01/01/11 au 01/11/11. Mesures au fluorimètre automatique in-situ et sur échantillons au spectrofluorimètre de laboratoire (FLX SAFAS du projet KarstEAU).

Le zoom fait sur la figure 3 montre l'arrivée du traceur à partir du 21 février 2011, dans les heures qui suivent le prélèvement de 8h00 (préleveur ISCO). L'arrivée du front de concentration est très rapide ; le premier pic maximal est observé le 23 février vers midi. La concentration est ainsi maximale en deux jours. Cette période fait suite aux pluies du 14 février 2011, qui ont provoqué de fortes infiltrations d'eau dans les calcaires, et des crues sur les sources. La perte de Mauregard a fonctionné, absorbant une partie du ruisseau temporaire provenant du Grand Caunet. Le traceur injecté le 8 février 2011 dans la perte à sec a alors été poussé vers la profondeur. Le 21 février et les jours suivants, soit 7 jours après les pluies et le fonctionnement de la perte, les sources de Port Miou et de Bestouan ne sont plus en crue lors de l'augmentation de concentration en sulforhodamine B. Ces conditions hydrologiques sont favorables à des mesures de qualité, avec une eau très peu turbide, et un débit peu variable.

La courbe de concentration entre le 21 février et le 30 mars 2011 montrent deux événements distincts (figure 2, figure 3) : le premier événement entre le 21 février et le 14 mars 2011, puis le second événement entre le 14 et le 30 mars. A la fin du premier événement, la fluorescence de l'eau en sulforhodamine B est revenue à une valeur proche du bruit de fond des sources de Port Miou et Bestouan (Arfib et Lamarque, 2012). Le 12 mars, puis le 15 mars, des pluies orageuses s'abattent de nouveau sur la région, entraînant de nouvelles crues sur toutes les sources de l'Unité du Beausset. Un second pic de concentration est enregistré à Port Miou et Bestouan, de concentration maximale et de durée plus faibles.

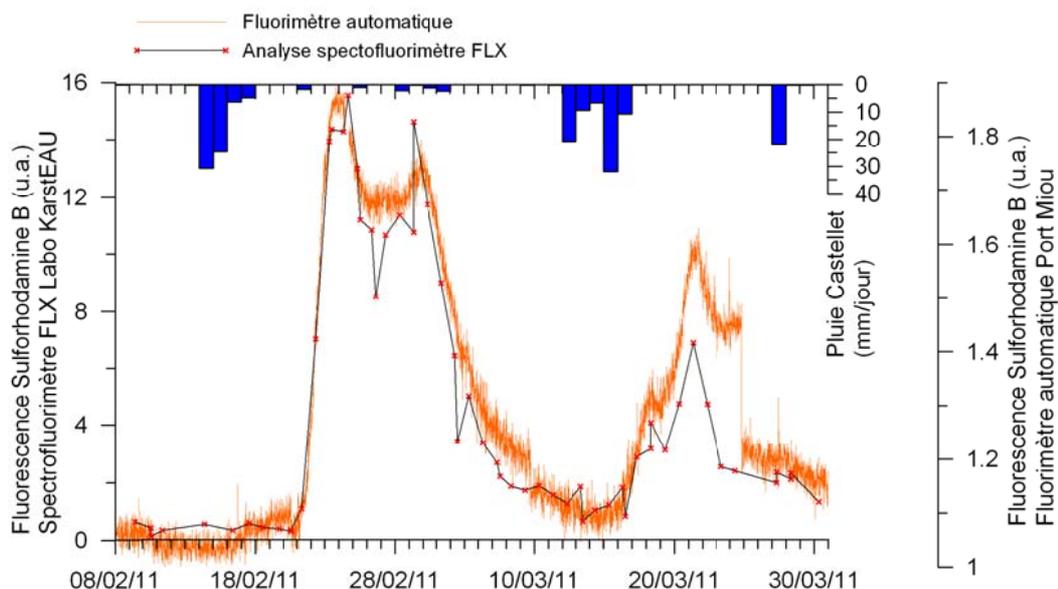


Figure 3 : Détection de sulforhodamine B à la source sous-marine de Port Miou à partir du 21 février 2011 (zoom de la figure 2), par mesures au fluorimètre automatique in-situ et sur échantillons au spectrofluorimètre de laboratoire (FLX SAFAS du projet KarstEAU).

Le traceur est donc arrivé aux sources 13 jours après l'injection. Les pluies ayant joué un rôle important, en poussant le traceur dans la perte initialement à sec, le temps de transit peut être calculé sur la base de la mise en eau de la perte suite aux pluies, ce qui donne un temps de transfert de 7 jours après les pluies.

La distance séparant la perte de Mauregard du barrage souterrain de Port Miou est d'environ 12 km à vol d'oiseau (figure 1). Sans appliquer de facteur correctif sur la distance réelle, la vitesse de circulation minimale est donc approximativement de 1,7 km par jour (ou 71 m/heure) en considérant un temps de transfert de 7 jours.

IV. DISCUSSIONS ET CONCLUSION

Le traçage de la perte de Mauregard, au nord de Ceyreste, sous le plateau du Camp et du Grand Caunet, met en évidence une relation hydraulique souterraine rapide avec les sources sous-marines de Port Miou et Bestouan dans la baie de Cassis.

Il en résulte quatre implications géologiques et hydrogéologiques majeures :

- 1- une partie de l'eau souterraine émergeant aux sources de Port Miou et Bestouan a la même origine ;
- 2- le bassin d'alimentation des sources de Port Miou et Bestouan s'étend vers l'est de Cassis et le sud de Cuges les Pins dans les formations carbonatées du Crétacé supérieur ;
- 3- l'eau souterraine traverse les terrains réputés peu perméables marneux de l'Aptien (Gargasien) et du Cénomaniens. Ces terrains ne constituent donc pas localement un écran entre le Crétacé supérieur et le Crétacé inférieur (Urgonien);
- 4- le transfert très rapide implique un écoulement de type karstique, dans des vides de grande dimension.

Le rôle du niveau marneux aptien a pu ainsi être investigué par traçage artificiel. Ce niveau marneux peut : a) être localement absent, par exemple à la faveur d'un haut fond paléo-géographique ou d'une zone d'intense érosion à l'Albien lors du Bombement Durancien, ou b) être plus probablement présent en

profondeur (il n'y a pas de lacune sur les zones d'affleurements), mais parcouru de discontinuités qui favorisent la circulation de l'eau souterraine. Pourtant à l'affleurement il n'existe pas de faille traversant toute la série carbonatée de l'Urgonien au Coniacien. Ce sont alors des failles synsédimentaires qui peuvent affecter le Crétacé inférieur et la base du Crétacé supérieur, et être masquées par les terrains sus-jacents du Turonien déposés postérieurement. Ces failles synsédimentaires peuvent avoir une extension plus ou moins profonde, et avoir également subi un déplacement. Une telle faille, d'orientation NO-SE, est bien visible au sud du poljé de la Ferme Blanche à Cassis, traversant l'Urgonien, l'Aptien et le Cénomanién inférieur.

Des processus karstiques s'ajoutent à ces processus d'origine tectonique ou sédimentologique. Les niveaux marneux peu perméables favorisent la formation de grands vides karstiques (Gilli, 2010). L'eau souterraine s'écoulant au contact des marnes va élargir les vides souterrains par deux actions : 1) par dissolution chimique "classique", et 2) par érosion mécanique dans les matériaux marneux tendres. De plus, ces vides peuvent également engendrer une instabilité et l'effondrement des voutes calcaires sus-jacentes, agissant ainsi comme un facteur d'élargissement supplémentaire.

Les marnes ne forment donc pas systématiquement un niveau imperméable dans les aquifères à composante karstique.

Remerciements

Cette étude fait partie du projet KarstEAU financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, le Conseil Général du Var, le Conseil Général des Bouches-du-Rhône, la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur et l'Université de Provence.

L'accès aux sites de mesure de Port Miou et de Bestouan est possible grâce au soutien du Conservatoire du Littoral, de l'ONF, de la Fondation Camargo. Les données de la Station pluviométrique du Castellet (aérodrome) sont fournies par Météo-France. L'entraînement du traceur lors de l'injection a été grandement facilité par les pompiers de La Ciotat-Ceyreste, et M. Aicardi Gilles, Maire de Cuges les Pins.

Ce traçage n'aurait pas pu avoir lieu sans l'aide précieuse de terrain de tous les bénévoles qui nous ont aidé lors de la préparation du traçage, de l'injection du traceur, et lors de la relève des données à Port Miou. Nous remercions tout particulièrement les Spéléo-Club du GAS, LGG, Aragnous, UTAN et Cuges les Pins, le CDS83, Hervé Tainton, l'Association Explo-Canyon-Provence ainsi que les doctorants du Laboratoire de Géologie de l'Université de Provence (aujourd'hui CEREGE Centre Saint Charles). Merci également au Laboratoire Chrono-Environnement de l'Université de Besançon, au Laboratoire Chimie et Environnement de l'Université Aix-Marseille, à Marc Floquet, Professeur à l'Université Aix-Marseille pour ses nombreuses explications pédagogiques sur la sédimentologie de l'Unité du Beausset, et à Arnaud Founillon, doctorant du projet KarstEAU, pour ses avis éclairés sur la géologie et l'hydrogéologie de l'Unité du Beausset.

Références bibliographiques

Arfib B., Lamarque T. (2011) Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes. Université de Provence. 53 pages Disponible sur www.karsteau.fr

Arfib B., Lamarque T. (2012) Résultats préliminaires et premières interprétations du traçage KarstEAU du 08 février 2011 par injection de Sulforhodamine B à la perte de Mauregard (Ceyreste) (version du 09/02/2012). Résultats positifs sur les sources sous-marines de la baie de Cassis : Bestouan et Port Miou. Aix-Marseille Université. 13 pages. Disponible sur www.karsteau.fr

Cavalera Thomas (2007) Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (cassis, bouches-du-rhone). Approche multicritere. Thèse de doctorat de l'Université de Provence. 403 pages

Fleury P., Bakalowicz M., Marsily de G. (2007) Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. Journal of Hydrology 339, 79– 92

Gilli E. (2010) Les grands volumes karstiques souterrains Ouvrage collectif: Karst et grottes de France sous la direction de P. Audra. Karstologia Mémoires 19. 358 p.

Moullade M., Tronchetti G., Kuhnt W., Renard M. & Bellier J.-P. (2004).- Le Gargasien (Aptien moyen) de Cassis-La Bédoule (stratotype historique de l'Aptien inférieur, SE France): localisation géographique et corrélations stratigraphiques.- [Carnets de Géologie - Notebooks on Geology](#), Maintenon, Note brève 2004/02 (CG2004_L02_MM_etal), 4 pages.

Schnegg P.A. (2002) An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer test with three tracers and turbidity measurement. Groundwater and Human Development. pp.1484-1488

L'observatoire « imaGeau » : Vers une gestion innovante des nappes côtières

Jean-Philippe Bellot¹, Olivier Depraz¹, Denis Neyens¹, Simon Barry¹,
Benoit De Mezzo¹, Loïc Baqué¹, Gilles Henry^{1,2}, Laurent Depraz¹ et Philippe Pezard^{1,2}

¹ imaGeau, Cap Omega – Rond Point Benjamin Franklin 34960 Montpellier cedex 2, France -
www.imageau.eu, 04 67 20 41 31 - jean-philippe.bellot@imageau.eu

² Géosciences Montpellier, UMR 5243 du CNRS, Université de Montpellier 2, 34070 Montpellier
cedex 5, France

Implantés en des points stratégiques, les observatoires du sous-sol imaGeau permettent de développer une surveillance innovante des nappes côtières exposées aux intrusions salées.

L'innovation de cet outil repose sur :

- une mesure représentative de la minéralisation de l'aquifère, grâce à ses capteurs en contact direct avec le sous-sol ;
- la distinction entre les zones d'eau salée et les zones d'eau douce composant l'aquifère, ce qui est impossible avec les piézomètres, grâce à sa succession de capteurs le long de la colonne verticale (haute résolution verticale) ;
- le suivi de la dynamique des intrusions salines et des venues d'eau douce, révélées par la répétitivité des mesures à la fréquence voulue (haute fréquence temporelle allant du mois à plusieurs fois par jour).

Installé comme en forage et conçu sans massif filtrant, l'observatoire mesure à champ proche la résistivité électrique du milieu poreux. Ce paramètre est converti en conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$) et en salinité (g/l) sur la base des calibrations établies à partir de mesures pétrophysiques en forage et sur carottes.

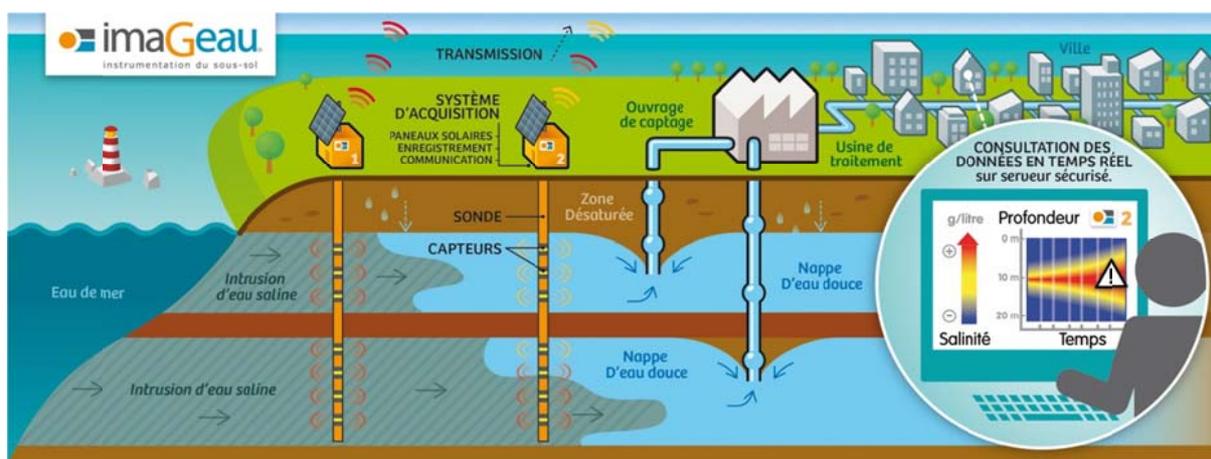


Figure 1 – Réseau imaGeau surveillant en continu et temps réel une intrusion saline

Cette stratégie permet de suivre en temps réel la dynamique du ou des intrusions salines en fonction de paramètres d'origine naturelle (pluviométrie, rythme des marées, hydrologie, montée du niveau marin) et de paramètres d'origine anthropique (volumes pompés dans l'aquifère).

Les données enregistrées au niveau de chaque point de mesure et pour chaque observatoire sont transmises via le réseau GPRS à un serveur imaGeau sécurisé. Elles sont disponibles en temps réel, 7 jours sur 7, via le web de façon sécurisée pour l'utilisateur. Des seuils d'alerte peuvent être intégrés au système de surveillance à la demande du client.

Les données issues d'un réseau d'observatoires installés en des points stratégiques permettent ainsi :

- de moduler les volumes pompés dans l'aquifère ;
- d'optimiser les volumes d'eau salée réinjectée en nappe pour optimiser le procédé de désalinisation des eaux saumâtres ;
- d'optimiser les volumes d'eau usée réinjectée pour réalimenter l'aquifère.

Ces actions représentent une contribution majeure à

- la pérennisation de la ressource et de son exploitation, en réduisant les risques de pénétration des eaux salées ;
- la protection des ouvrages et ses investissements réalisés ;
- la limitation des déplacements sur site.

Estimation de la fonctionnalité du karst à partir des enregistrements *CTD* des sources : application à la paramétrisation de la vulnérabilité des aquifères

A. Fournillon, B. Arfib et J. Borgomano

Aix-Marseille Univ, CEREGE Centre Saint-Charles,
3, Place Victor Hugo (Case 67), 13331 Marseille cedex 3, France.
afournillon@gmail.com, arfib@cerege.fr

Résumé

Sur le pourtour méditerranéen, les aquifères karstiques sont souvent l'unique ressource en eau souterraine locale. En dehors de tout problème d'intrusion saline, les ressources karstiques sont fragiles, du fait du transfert rapide à travers les vides karstiques de grande dimension. Afin de mieux contraindre les risques de pollutions des ressources en eau karstique, les gestionnaires des milieux doivent recourir à l'établissement de cartes de vulnérabilité. La fonctionnalité du karst est un des paramètres essentiels nécessaire pour leur paramétrisation. Il est proposé dans ce travail une nouvelle méthode pour caractériser cette fonctionnalité. Cette méthode est basée sur une conversion des variations de hauteur, température et conductivité électrique des sources en une image RGB représentative du fonctionnement de la source. L'image ainsi obtenue permet visuellement de caractériser la fonctionnalité du karst. La méthode basée RGB est comparée et validée avec d'autres méthodes plus classiques de traitement du signal. Cette méthode se veut une aide aux gestionnaires pour la caractérisation de la présence de karst, et dans la phase de paramétrisation des cartes de vulnérabilité.

Mots-clés : fonctionnalité du karst, RGB, CTD, vulnérabilité des aquifères karstiques

I. Introduction

Les roches carbonatées sont largement affleurantes sur le pourtour méditerranéen. Elles constituent des aquifères aux propriétés karstiques, renfermant des vides de grande dimension qui permettent un transfert rapide de l'eau et des polluants, parfois jusqu'à des vitesses de plusieurs kilomètres par jour. Sur la frange littorale, les aquifères sont sujets à l'intrusion saline. Les sources côtières peuvent être naturellement saumâtres, émergeant à terre ou sous-marines (Fleury, 2007), et sont inutilisables sans un traitement préalable par désalinisation. La ressource en eau souterraine est alors localisée plus amont, dans les zones non influencées par l'intrusion saline. Dans un contexte d'aquifères carbonatés, la ressource est limitée à ces aquifères karstiques.

Malgré tout, en dehors de toute intrusion saline, les aquifères karstiques sont par leur nature très sensibles aux pollutions. La mesure de leur vulnérabilité repose sur des méthodes semi-quantitatives et cartographiques (Yildirim & Topkaya, 2007). Ces méthodes ont été développées récemment au cœur de projets européens (e.g. COST 620, 2003) et français (e.g. Dörfliger & Plagnes, 2009). Les cartes de vulnérabilité sont effectuées en intégrant géographiquement des facteurs pondérés. Ces facteurs visent à synthétiser les informations concernant l'aquifère et les risques : environnement de l'aquifère, structure, infiltration, effet réservoir de la roche ou encore fonctionnalité du karst. La plupart de ces méthodes donne un poids important au paramètre K qui est une mesure de l'intensité de la fonctionnalité de l'aquifère (e.g. Andreo et al., 2009 ; Dörfliger & Plagnes, 2009). Ainsi la méthode PaPRIKa (Dörfliger & Plagnes, 2009), qui est la méthode recommandée en France pour les collectivités territoriales (Muet & Vier, 2011), fait intervenir le degré de fonctionnalité du karst Ka avec un des poids les plus importants. Le paramètre Ka est apprécié à partir de l'enregistrement de paramètres sur des sources ou des puits. Il est obtenu soit de manière qualitative (Muet & Vier, 2011) soit quantitative en se basant sur les analyses des courbes de récessions (Mangin, 1970) ou corrélatoires et spectrales (Marsaud, 1997).

Le but de ce travail est de proposer une méthode à mi-chemin entre les approches purement qualitatives et les approches quantitatives pour la mesure de la fonctionnalité du karst. D'une part, les méthodes purement qualitatives souffrent d'un manque de précision dans l'analyse décisionnelle. D'autre part, les méthodes quantitatives reposent sur des approches qui peuvent être complexe pour des collectivités territoriales et qui nécessitent la connaissance des débits des sources en continu. La méthode proposée se base sur l'intégration de trois paramètres, hauteur d'eau, température et conductivité électrique enregistrés en continu aux sources. Cette intégration se fait sous la forme d'une image représentant le fonctionnement de la source au cours du temps. A partir de cette image, il est ensuite aisé de déterminer la valeur de la fonctionnalité du karst sur une échelle semi-quantitative. Pour des applications nécessitant une connaissance approfondie de l'aquifère karstique, cette méthode peut également servir d'étape décisionnelle préliminaire. Les résultats, obtenus sur une source karstique du sud de la France, sont comparés et discutés au regard de méthodes déjà utilisées.

II. MATERIEL ET METHODE

II.1 Matériel

Cette étude est basée sur l'analyse de sources de l'Unité du Beausset qui se situe entre Marseille et Toulon dans le SE de la France. Cette unité est un synclinal mésozoïque à cœur crétacé supérieur avec des terrains allant jusqu'au Trias. Il est caractérisé par de nombreuses sources sur sa bordure est drainant des massifs calcaires et dolomitiques crétacés et jurassiques. La source Werotte qui sourd à Solliès-Toucas (Var, SE France) a été suivie toutes les 15 mn en continu avec une sonde STS DL/N 70 mesurant les paramètres CTD : conductivité électrique (*Conductivity*), température (*Temperature*) et hauteur d'eau (*Depth*). Elle jaillit dans des dolomies sucrosiques à la limite Hettangien – Rhétien.

II.2 Méthode

Avec peu d'expérience, la lecture des enregistrements CTD peut s'avérer ardue. En effet, il faut intégrer les variations concomitantes de trois paramètres. La méthode proposée repose sur une lecture directe et visuelle de ces trois paramètres intégrés sous la forme de variations de couleur. A chaque pas de temps, l'image obtenue représente la contribution de chaque paramètre CTD à l'établissement d'une couleur. Une image numérique en couleur est caractérisée par un codage (Cristobal et al., 2011). Il existe différents type de codage tels le CMNY ou le RGB. Ce dernier est utilisé ici car il représente un des codages les plus usités, tous domaines confondus et un des plus simples (Campbell & Wynne, 2011).

Le codage d'une image RGB consiste en une synthèse additive de trois couleurs : rouge, vert et bleu (*Red, Green, Blue* -RGB-). Chacune de ces couleurs varie entre 0 et 255. Le blanc est caractérisé par la synthèse totale des couleurs, RGB (255, 255, 255), et le noir par aucune valeur, RGB(0, 0, 0). Une couleur se retrouve par la contribution respective des trois paramètres R, G et B dans un triangle de Maxwell (Cristobal et al., 2011) comme celui représenté dans la figure 1.

Pour transformer les variations des trois paramètres CTD en une image RGB, chacun est d'abord associé à une couleur. Dans ce travail, la hauteur est associée au rouge, la température au vert et la conductivité électrique au bleu. Les couleurs RGB variant entre 0 et 255, chaque série CTD doit être bornée entre ces deux valeurs : le minimum et le maximum de chaque série deviennent ainsi respectivement 0 et 255. A chaque pas de temps, la valeur de couleur est donc obtenue par la contribution relative des trois paramètres CTD variant entre 0 et 255 (figure 1). L'image finale permet ainsi de comprendre quel paramètre parmi les trois CTD joue le plus grand rôle à chaque pas de temps. Cette image représente donc une mesure en continu des variations des propriétés dynamiques de l'aquifère. L'impact des crues, caractéristique des aquifères karstiques, apparaît directement en terme de fréquence, d'intensité et de durée. Cela permet ainsi de quantifier simplement la fonctionnalité du karst pour déterminer le paramètre K des études de vulnérabilité. Cette méthode est rapide à mettre en œuvre. Il suffit d'un simple tableur pour obtenir les images colorimétriques des sources. Les couleurs RGB sont créées directement dans Excel 2010® à l'aide d'un script, disponible aisément sur internet. Cette méthode a également l'avantage de pouvoir être appliquée sur des séries très discontinues. Pour valider la méthode proposée ici, ces résultats sont comparés avec des méthodes déjà établies. L'hydrogramme des hauteurs d'eau a été analysé, pour la

période du 01/11/09 au 21/12/09, en termes de décrue pour voir les différents médias portant l'écoulement (Shevenell, 1996). La réponse impulsionnelle de la source Werotte a été calculée pour la période du 12/03/09 au 18/03/11. Cette dernière méthode correspond à l'analyse par des corrélogrammes croisés pluie-paramètres CTD de la réponse de l'aquifère face aux précipitations (Marsaud, 1997). Plus cette réponse est brève et intense, plus le karst de l'aquifère est considéré comme fonctionnel (Padilla & Pulido-Bosch, 1995).

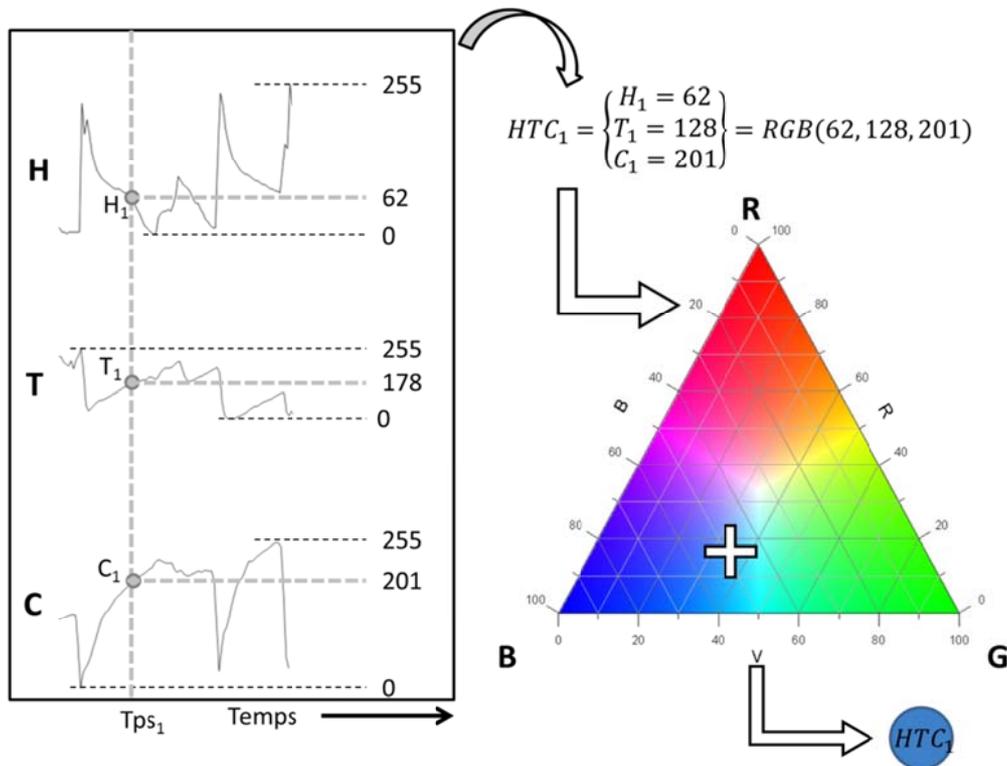


Figure 1 - Extraction ponctuelle d'une propriété couleur RGB à partir des valeurs de hauteur, température et conductivité électrique d'une série temporelle CTD. La hauteur est ici associée au rouge, la température au vert et la conductivité électrique au bleu.

III. Résultats de la méthode basée RGB

L'image RBG du cycle hydrologique de la source Werotte a été construite par la synthèse additive de la hauteur d'eau représentée par une variation de rouge, celle de la température par une variation de vert et la conductivité électrique par une variation de bleu (figure 2). Les trois paramètres montrent des comportements différents. Leur lecture se fait par comparaison de leur variation indiquée par le passage de couleurs foncées, les valeurs faibles, à des couleurs claires, les valeurs fortes.

La hauteur d'eau est caractérisée, la majeure partie du temps, par une valeur basse soulignée par une couleur rouge foncée. Cette faible valeur représente le débit de base. Elle est entrecoupée par des crues soudaines qui sont concentrées dans la période de novembre 2009 à mars 2010. Ces crues sont visibles par le passage au rouge clair. Le signal de température est caractérisé par deux périodes de température élevée, indiquée par un vert clair, séparées par une période de température basse, en vert foncé. Cela correspond aux deux périodes d'étiage et à la période de hautes eaux. Le passage de l'étiage aux hautes eaux se fait de manière progressive sur deux mois. Durant les hautes eaux, les crues impactent peu la température. Le signal de conductivité électrique a un comportement proche de celui de la température, si ce n'est que l'étiage est marqué par une baisse de la conductivité et les hautes eaux par une augmentation de celle-ci. Par contre, les crues sont fortement marquées sur ce signal par l'apparition de bandes bleues foncées.

La synthèse des trois couleurs permet de voir le fonctionnement général de la source en une seule image. Les deux périodes d'étiage sont matérialisées par des couleurs vertes et bleues, montrant ainsi que la hauteur d'eau est faible. Une différence entre les deux périodes d'étiage est même visible par leur différence de couleur, vert pour le premier et turquoise pour le deuxième. La période de hautes eaux est signalée par l'apparition de bandes de couleur rouge caractéristique de l'augmentation de la hauteur, et donc de crues.

Un diagnostic de la fonctionnalité du karst peut être établi en fonction de la morphologie des crues (Shevenell, 1996). Dans les milieux karstiques fonctionnels, celles-ci sont instantanées avec une décroissance plus ou moins lente. Le fait d'ajouter les paramètres de température et de conductivité à la hauteur d'eau permet de caractériser plus finement le mode de chaque crue. Durant les hautes eaux, les crues de la source Werotte sont dominées par les variations de hauteur comme le souligne les bandes rouges (figure 2). Ces crues sont très brusques : la transition de couleur est franche du bleu au rouge. La décroissance est plus lente et dure quelques jours, soulignée par un passage du rouge au violet et au bleu. Les crues durant l'étiage apporte des éléments différents sur le fonctionnement de l'aquifère : les crues sont moins intenses dominées par un effet piston sur la température et leur décroissance est beaucoup plus lente.

L'image RGB de la source Werotte permet d'établir que le karst de l'aquifère est très fonctionnel permettant des crues intenses. Le comportement des crues durant l'étiage précise cependant l'existence d'une porosité double : un karst fonctionnel conduisant les eaux d'infiltrations rapides et un milieu plus inertiel avec une réserve donnant des effets tampons au cours des étiages. Selon la classification de la fonctionnalité du karst de la méthode PaPRIKa (Dörfliger & Plagnes, 2009), la source Werotte est un karst uniaire très fonctionnel et a donc un Ka de 3. La méthode basée RGB permet également de préciser l'existence d'un effet « réservoir de l'aquifère » ce qui pourrait influencer sur le paramètre de réserve R de PaPRIKa. Ce paramètre quantifie l'effet rétention des milieux traversés.

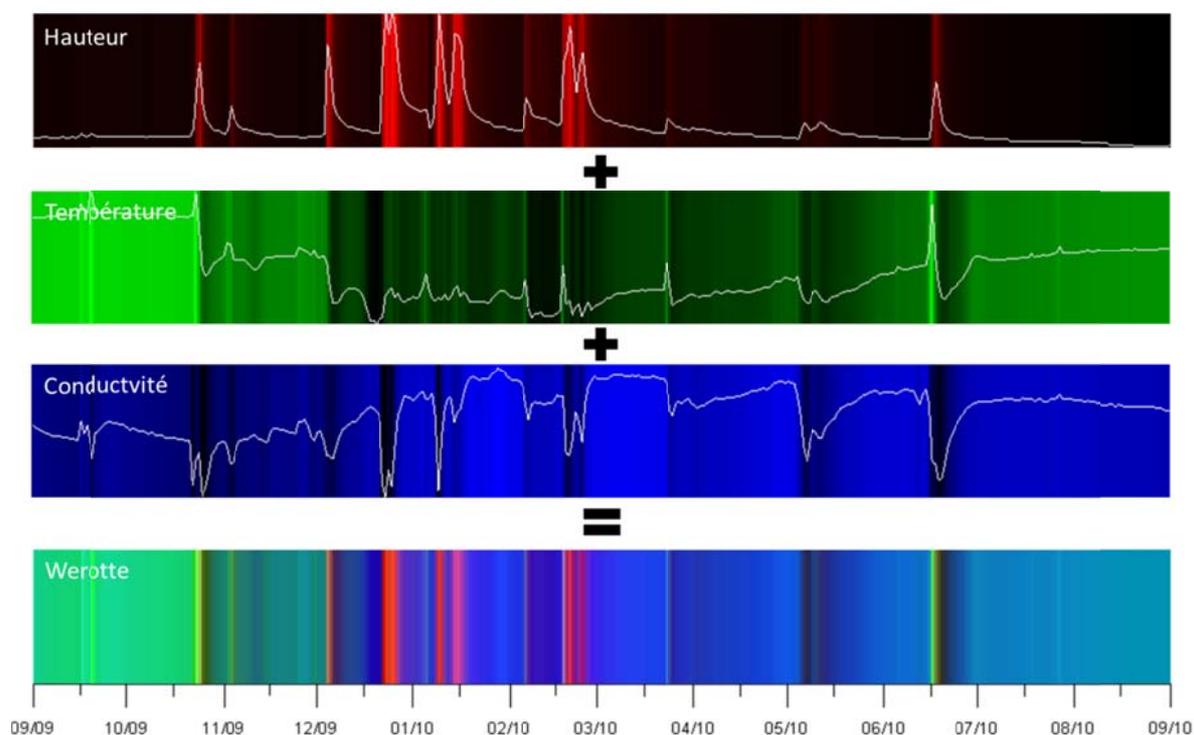


Figure 2 - Synthèse additive des trois paramètres CTD transformés en RGB pour la construction de l'image représentative du fonctionnement de la source Werotte pour le cycle hydrologique de septembre 2009 à 2010. Les variations de chaque paramètre sont dessinées en blanc pour leur couleur correspondante pour faciliter l'interprétation.

IV. Validation et conclusion

La méthode basée RGB indique un karst très fonctionnel pour la source Werotte associé à un autre type de porosité et perméabilité plus inertiel. Deux crues du début des hautes eaux de cette source ont été analysées en termes de décroissance (figure 3A). Cette analyse montre la présence de trois segments sur la décroissance de la courbe de hauteur exprimée en logarithme népérien. Ces segments sont caractéristiques d'un milieu à triple porosité (Shevenell, 1996). Les segments λ_1 et λ_1' sont caractéristiques des eaux circulant dans les conduits, plus ceux-ci sont pentés plus le karst est fonctionnel. Les segments λ_2 et λ_2' représentent un milieu intermédiaire lié aux fractures, à la matrice ou à un karst peu fonctionnel. Et les segments λ_3 et λ_3' sont caractéristiques de la matrice. La décomposition des décrues montrent la même chose que la méthode RGB : un karst très fonctionnel associé à un autre milieu plus inertiel.

La méthode PaPRIKa recommande l'utilisation des analyses corrélatoires et spectrales pour établir la fonctionnalité du karst. La pluie pouvant être assimilée à un bruit blanc, le corrélogramme croisé pluie-paramètre est la réponse impulsionnelle de ce paramètre (Padilla & Pulido-Bosch, 1995). Plus le premier pic de corrélation est intense et plus la corrélation est faible pour les pas suivants, plus le karst est fonctionnel. La figure 3B expose les corrélogrammes croisés pluie-CTD de la source Werotte. Les corrélogrammes croisés pluie-hauteur et pluie-conductivité montrent une réponse impulsionnelle très intense typique des aquifères très karstiques (Padilla & Pulido-Bosch, 1995). La réponse impulsionnelle de la température est moins intense illustrant ainsi un milieu plus inertiel (Padilla & Pulido-Bosch, 1995). Les corrélogrammes croisés permettent de parvenir aux mêmes conclusions que les méthodes RGB et la décomposition des hydrogrammes.

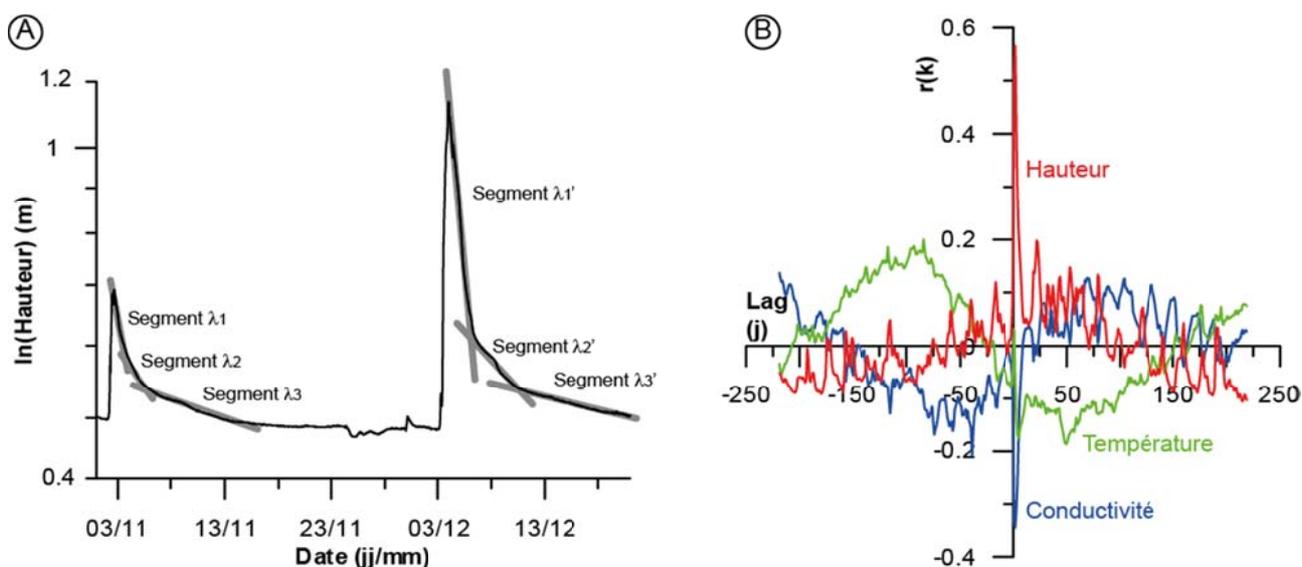


Figure 3 – Différentes approches de la mesure de la fonctionnalité du karst de la source Werotte. (B) Décomposition de décrues dans l'hydrogramme au pas de temps de 15 mn pour la période du 01/11/09 au 21/12/09. (A) Corrélogrammes croisés pluie-CTD au pas de temps journalier pour la période du 12/03/09 au 18/03/11.

La méthode RGB permet de caractériser un aquifère karstique en termes de fonctionnalité de manière rapide et simple. Les précisions apportées sont comparables à celles apportées par d'autres analyses plus classiques. L'intérêt d'utiliser les paramètres CTD en lieu du seul débit est à la fois d'utiliser des paramètres plus simples à acquérir en continu et d'obtenir des informations plus précises sur le fonctionnement des aquifères. Cette méthode pourrait être intégrée dans des stratégies de protection des ressources karstiques comme aide décisionnelle a priori. Elle peut s'intégrer dans une pré-phase de diagnostic sur la caractérisation de la présence de karst, et dans la phase de paramétrisation des cartes de vulnérabilité.

Remerciements

Cette étude fait partie du projet KarstEAU financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, le Conseil Général du Var, le Conseil Général des Bouches-du-Rhône et la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Les auteurs remercient également Madeleine Werotte pour l'autorisation d'équipement de la source éponyme.

Références bibliographiques

- Andreo B., Ravbar N., Vias J.M., 2008 – Source vulnerability mapping in carbonate (karst) aquifers by extension of the COP method: application to pilot sites. *Hydrogeology Journal*, 17, p. 749-758.
- Campbell J.B., Wynne R.H., 2011. Introduction to Remote Sensing. *The Guilford Press, New-York – London*, 718 pp.
- Cristobal G., Schelkens P., Thienpoint H. (eds), 2011 – Optical and Digital Image Processing. Fundamentals and Applications. *Wiley – VCH, Weinheim*, 939pp.
- Dörfliger N., Plagnes V., 2009 – Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin. *BRGM rapport RP-57527-FR*, 105pp.
- Fleury P., Bakalowicz M., Marsily de G., 2007 - Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology* 339, 79– 92
- Mangin A., 1970 – Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Annales de Spéléologie*, 25, 3, p. 581-610.
- Marsaud B., 1997 – Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Documents du BRGM 268, 301pp.
- Muet P., Vier E., 2011 – Stratégies de protection des ressources karstiques utilisées pour l'eau potable. Guide Pratique. *Ginger Environnement et Infrastructures, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse et Agence de l'Eau Adour-Garonne*, 84pp.
- Padilla A., Pulido-Bosch A., 1995 – Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168, p. 73-89.
- Shevenell L., 1996 – Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities. *Journal of Hydrology*, 174, p. 331-355.
- Yildirim M., Topkaya B., 2007 – Groundwater Protection : A Comparative Study of Four Vulnerability Mapping Methods. *Clean*, 35, 6, p. 594-600.
- Zwahlen F. (ed), 2003 – COST Action 620 Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. *European Commission Report EUR 20912*, 297 pp.

Les Fontaines d'Yport (Seine-Maritime), émergences majeures du littoral normand crayeux Exploitation et vulnérabilité de la ressource en eau

Thierry GAILLARD (1), Emmanuel HAUCHARD (2), Jean-Claude ROUX (3)

(1) SAFEGE, 15/27 rue du Port 92000 Nanterre. thierry.gaillard@safeg.fr

(2) Directeur adjoint délégué, Direction Eau et Assainissement de la CODAH, 19 rue Georges
Braque 76000 Le Havre. emmanuel.hauchard@agglo-havraise.fr

Chercheur associé - Université de Rouen, CNRS 6143 M2C, faculté des Sciences 76821 Mont-Saint-
Aignan Cedex.

(3) Ancien Hydrogéologue du BRGM, Ancien Président du Comité Français d'Hydrogéologie, 100
rue de la Somme 45160 Olivet. j-cloux@wanadoo.fr

I. LA RESSOURCE EN EAU DE LA CRAIE EN HAUTE NORMANDIE

I. 1 Spécificité du réservoir crayeux haut normand

Les ressources en eau potable de Haute Normandie proviennent essentiellement du réservoir crayeux du Crétacé supérieur. Ce réservoir, outre une porosité matricielle et fissurale, est affecté par le développement de vides karstiques qui sont alimentés par des pertes d'eaux superficielles diffuses ou ponctuelles : les bétoires.

Dans ce contexte hydrogéologique particulier, plusieurs agglomérations sont alimentées par des sources dont le fonctionnement karstique a été démontré par traçages [1] et [2]. Le long du littoral de la Manche, la craie forme des falaises abruptes et la nappe de la craie se vidange alors dans la mer par le biais de petites résurgences que l'on peut découvrir perchées dans la falaise ou dans les cordons de galets.

Les " Fontaines d'Yport " (Seine-Maritime) se répartissent en trois groupes d'émergences et constituent les sources les plus importantes du littoral crayeux de Normandie et de Picardie.



Figure 1 – Localisation d'Yport, entre Etretat et Fécamp (Géoportail)

En janvier 1971, l'IGN effectua des prises de vues aériennes de nuit, le long du littoral, par thermographie. Les données, vérifiées par une reconnaissance sur le terrain permettaient de répertorier la totalité des sources d'eau douce sur le platier d'Yport, et de vérifier l'absence de sources plus au large. Les «fontaines

d'Yport », jaugées entre 1,5 [9] et 2,8 m³/s en 2011, sont les secondes du littoral français de la Manche, après les résurgences de l'Aure à Port-en-Bessin (Calvados).

I. 2 Données lithostratigraphiques

La craie présente des faciès relativement monotones en foration et difficiles à différencier, la présence de silex étant souvent le seul indice du passage d'un étage à un autre. Le littoral normand entre Etretat et Fécamp offre néanmoins un remarquable observatoire de la lithostratigraphie de la craie du pays de Caux. Au Royaume Uni, la stratigraphie de la craie a fait l'objet d'une synthèse en 2001, fondée sur la stratigraphie événementielle [4]. L'intérêt de cette approche pour les hydrogéologues réside dans l'identification des séquences de craie sur le terrain, ne nécessitant pas la détermination de foraminifères, et fondé sur des repères stratigraphiques dont l'extension couvre probablement le bassin anglo-parisien selon l'organisation de faciès proximaux ou distaux.

De part et d'autre de la vallée de Yport, plusieurs niveaux repères sont ainsi identifiables. A la base, un niveau de craie rousse, sableuse, constitue la base de la pointe du Chicard. Une série de hard ground coalescents, ci dénommé hard ground de la pointe du Chicard, surmonte la craie sableuse et est lui même surmonté par un hard ground bien marqué et isolé. Deux doubles lits de silex (2x2 de Hoyez [3]) est identifiable sur le tiers inférieur de la masse crayeuse. Au milieu de la falaise, deux autres niveaux repères se distinguent : le niveau à silex bathychnus et un joint de craie marneuse se délitant en plaquette, très bien marqué entre Yport et Fécamp.

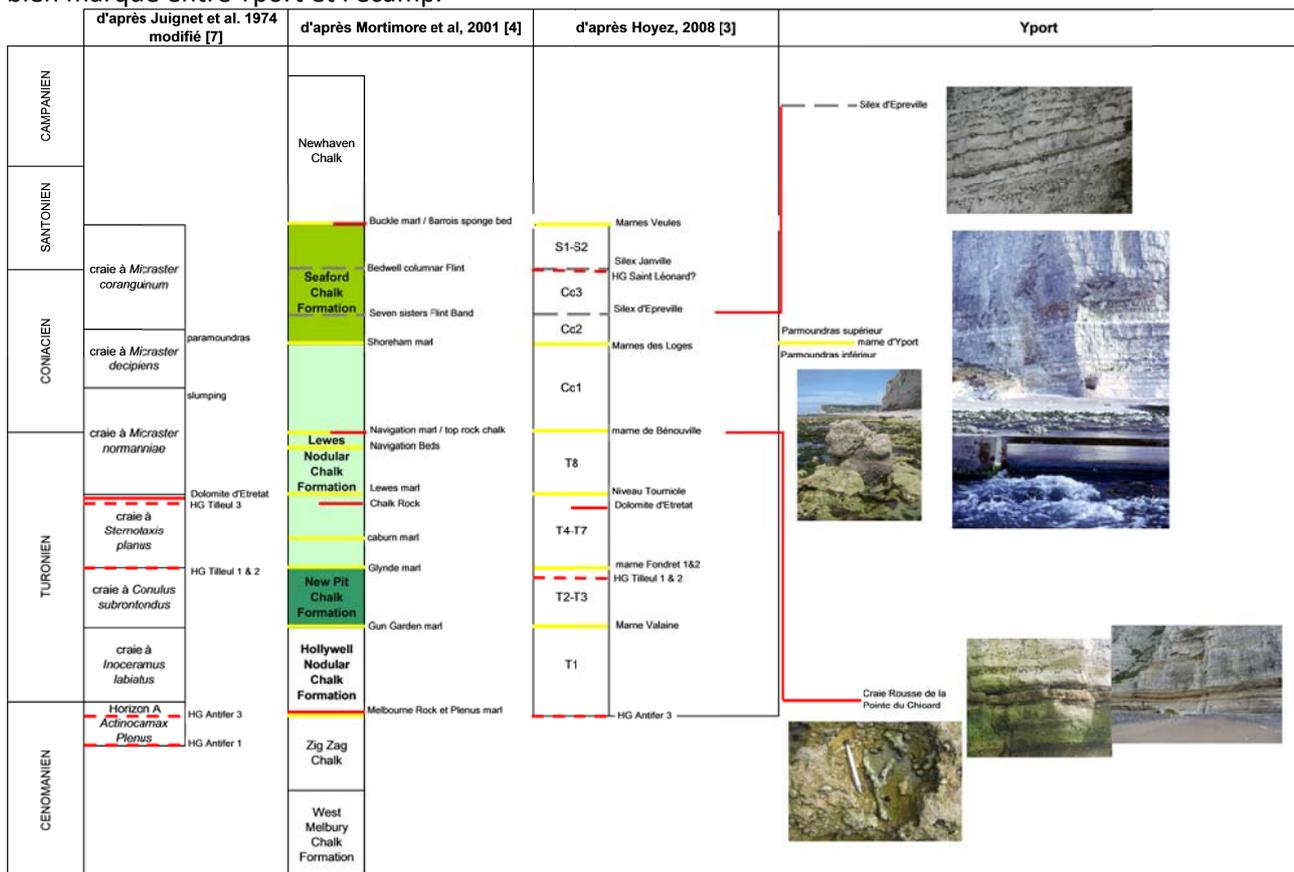


Figure 2 – Craie de la Pointe du Chicard, Yport

La corrélation des niveaux d'Yport avec les niveaux anglais conduit à envisager que la craie située sous le niveau de craie sableuse rousse appartient à la craie de Lewes, tandis que la craie de Seaford est représentée par les faciès crayeux en falaise. Le niveau marneux est probablement le Shoreham marl du Sussex [3] tandis que la craie rousse correspond vraisemblablement au Navigation hard ground /Top rock des auteurs britanniques (marquant le passage au Coniacien). L'autre intérêt de la stratigraphie événementielle est d'ouvrir des perspectives de corrélation en forage, avec des diagraphies résistivités et

gamma ray qui identifient les marqueurs événementiels tant à l'échelle régionale [5] qu'à l'échelle du bassin anglo-parisien [6].

I. 3 Données structurales

A la limite entre les blocs cadomien et rhéno-hercynien, le Pays de Caux, est plus particulièrement affecté par trois familles de fractures : une famille de direction N150-160 et N120-130 (origine armoricaine), une famille de direction N30-N50 (origine varisque), et une famille de direction N90-N100 [8].

L'étude de la fréquence d'apparition des groupes de directions relevés sur 274 alignements identifiés [9] confirment le rôle des directions tectoniques majeures :

16,42% orientés N32° à N44°, conforme à la direction N40 relevé sur le platier

10,95% orientés N48° à N60°,

14,96% orientés N89° à N100°, conforme à la direction N90 relevé sur le platier

11,3% orientés N154° à N173° conforme à la direction N140 relevé sur le platier.

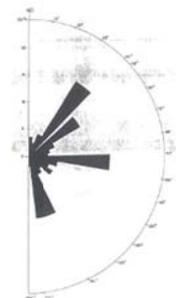


Figure 3 – relevé des directions des linéaments [9]

I. 4 Fonctionnement de l'hydrosystème

La formation des karsts du pays de Caux doit son origine à la fois à des facteurs structuraux (relèvement du bloc du Pays de Caux) et à des facteurs stratigraphiques. Dans ce contexte, les émergences d'Yport se démarquent des autres sources du littoral, à la fois par leur position topographique et leurs débits.

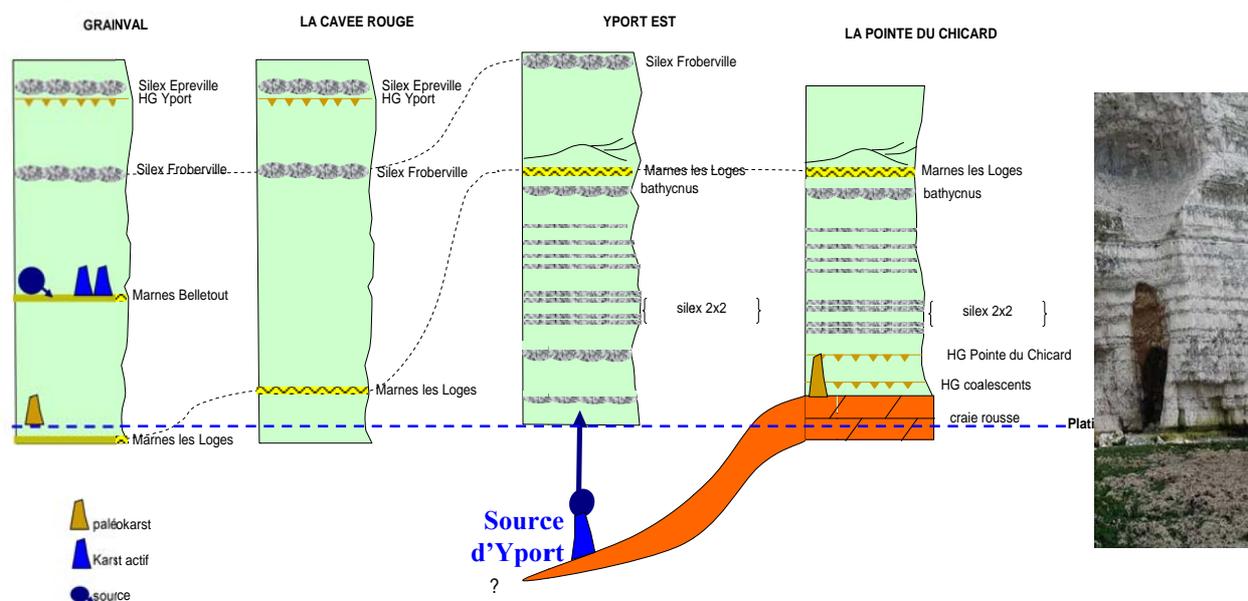


Figure 4 – karst et stratigraphie de la craie de la baie de Criquebeuf

En effet, du point de vue structural, le karst d'Yport montre une très nette influence des directions tectoniques majeures tant au niveau de l'orientation du boyau karstique du forage (N120/130) que de la fissure observée par JC Roux au droit des émergences (N120/130). Cette direction majeure se retrouve dans les traçages (cf. infra). Par ailleurs, le niveau de craie sableuse indurée équivalent du Top Rock britannique, semble lui aussi jouer un rôle dans la mise en place du karst en limitant la karstification en profondeur. Il supporte vraisemblablement, au moins localement, le karst d'Yport. De nombreuses cavités s'appuient sur ce niveau très dur à la pointe du Chicard. Enfin, le niveau marneux (*Belletout marl*) joue un rôle majeur malgré sa faible épaisseur en soutenant un épikarst dont les émergences perchées s'étalent le long de la falaise de Grainval plus à l'est.

II. LE CAPTAGE DES SOURCES D'YPORT

II. 1 Historique de la recherche du karst

Au début des années 1960, les besoins en eau potable de l'agglomération havraise étaient entièrement couverts à partir de ressources souterraines (les sources de Saint-Laurent-de-Brévedent, les sources de

Rouelles, et les sources et forages de Radicatel). Bien que ces différents captages permettaient de satisfaire les besoins en eau, les services techniques de la ville du Havre, avant même la mise en service des forages de Radicatel, se préoccupaient, dans un souci de sécurité, de rechercher des ressources complémentaires, et s'intéressaient aux sources d'Yport.

La ville fait alors construire des murets et des déversoirs autour des deux principaux groupes d'émergences d'Yport, afin d'en mesurer leurs débits. L'idée première était de capter le conduit karstique à l'intérieur de la falaise, afin d'une part, de le protéger des assauts de la mer et des éboulements, et d'autre part de pouvoir pomper à marée haute si nécessaire.

En 1964-1965, un puits est donc creusé dans la falaise, sous le contrôle du BRGM, à partir de la galerie d'amenée de la conduite d'eau du captage d'Yport, pour tenter de recouper les conduits karstiques. Une fissure bourrée d'argile est mise en évidence dans un plan de diaclase, mais le conduit actif n'est pas rencontré. Des sondages légers exécutés sur la plage ne donnent pas davantage de résultats.

Cependant, une reconnaissance par plongée effectuée en août 1967 par P. SANGNIER, géologue au BRGM, à partir de l'ancien captage d'Yport, confirme l'existence d'un conduit s'enfonçant sous la falaise avec une pente de 30°, mais pénétrable sur seulement 10 à 12 mètres, car obstrué au-delà.

À partir de 1969, de nouvelles recherches sont confiées par la ville du Havre à BURGÉAP [10], à l'intérieur des terres dans le bassin d'Étretat, plus proche du Havre. Six forages sont réalisés dans l'axe de la vallée sèche principale, mais les résultats sont médiocres avec des débits de 1 à 30 m³/h par ouvrage, et une moyenne de 7 m³/h.

En 1970, les recherches s'orientèrent donc de nouveau vers le bassin d'Yport. Un premier forage (R), exécuté au sud du bourg, dans une vallée sèche secondaire donne un excellent résultat avec un débit de 190 m³/h pour un rabattement de 0,30 mètre. Une campagne de géophysique fut alors réalisée dans la vallée sèche principale et certaines vallées adjacentes, qui aboutit à l'implantation de trois autres forages (P, Q, S). Elle permet de localiser des anomalies conductrices pouvant correspondre à des zones de fissuration de la craie. Les débits obtenus étaient compris entre 85 et 275 m³/h.

Le forage S, au lieu-dit " Le Bois de la Vierge " donna d'excellents résultats avec un débit de 275 m³/h pour 0,05 m de rabattement. L'année suivante, un nouveau pompage d'essai sur cet ouvrage mettait en évidence un débit possible de 850 m³/h (limite d'évacuation des eaux d'exhaure) pour 0,33 mètre de dénivellation stabilisée, et un pompage de courte durée à 1 100 m³/h, n'entraînait qu'un rabattement de 0,90 mètre. L'eau était de bonne qualité physico-chimique et ne montrait pas de trace de contamination par l'eau de mer. Le secteur d'Yport apparaissait donc comme extrêmement favorable, et susceptible de produire une part importante des besoins futurs de la ville du Havre estimés à 50 000 m³/jour.

Cependant, pour tenter une nouvelle fois de se rapprocher du Havre, une seconde campagne de forages de reconnaissance fut lancée dans les vallées d'Étretat, après une campagne complémentaire de géophysique. Mais aucun des 6 forages exécutés n'ayant donné de résultat positif, les travaux reprirent définitivement dans la vallée d'Yport. De janvier à mai 1974, des pompages par paliers de débits croissants d'une durée totale de 79 jours, effectués sur un puits d'essai, permettent de prélever jusqu'à 2200 m³/h (52 800 m³/j) pour une dénivellation de l'ordre de 2 mètres, le pompage n'étant limité que par la capacité d'évacuation des eaux d'exhaure.

II. 2 Caractéristique du puits du Bois de la Vierge

Le puits d'exploitation du Bois de La Vierge (0056-8X-0061) a rencontré un vide karstique de près de 6 mètres de hauteur. Le plan de tubage a dû être adapté aux risques géotechniques d'effondrement. Le forage avec parois en béton a été mis en place au centre de cette cavité. Il descend à une dizaine de mètres sous la base du conduit karstique. La base du forage a été remplie de béton sur 4 mètres puis 6 mètres de graves permettent d'arriver à la base du conduit karstique, le tout étant recouvert d'un laitier de ciment. Au niveau du conduit karstique quatre ajutages dans la paroi bétonnée de 0,5m x 0,5m et quatre ajutages de 0,8m x 2m ont été réalisés afin de permettre le passage de l'eau dans le cuvelage.

A l'intérieur de ce cuvelage trois tubes aciers inox ont été mis en place et se terminent par une partie crépinée au niveau du conduit. À partir du premier puits de captage, le karst a été exploré par les plongeurs spéléo de Paris. Il est composé de deux chambres et d'un boyau sur 130 mètres. La base du conduit karstique étant à la côte - 6 NGF, le karst se trouve en position de drainage de tout le massif crayeux.

III. MODALITES DE PROTECTION DE LA RESSOURCE EN EAU

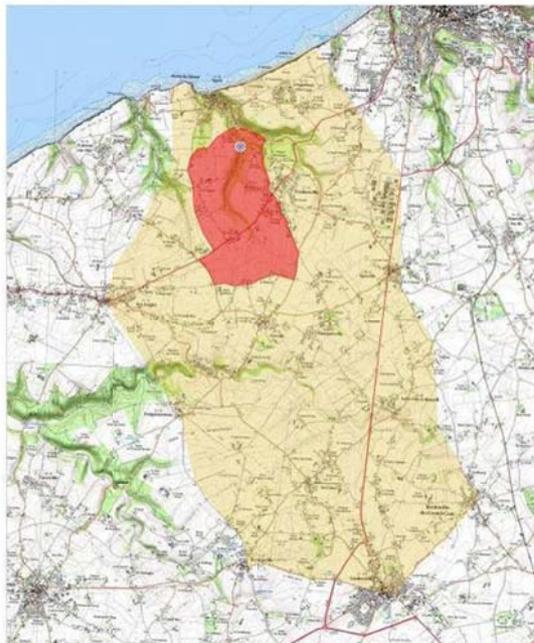
III. 1 Démarche périmètres de protection

Il est apparu dès les premières études, que le bassin topographique des sources d'Yport ne pouvait pas expliquer l'importance des débits des émergences étant donné sa superficie (18 km²). En 1970, une campagne piézométrique met en évidence que le bassin hydrogéologique des sources d'Yport capture la vallée d'Étretat, et couvre 90 km² [12]. En février 1973, un traçage effectué dans le forage par le BRGM confirme l'extension avec les "Fontaines d'Yport" distantes de 1 500 mètres, avec une vitesse d'écoulement de 260 à 290 m/h.

Entre 1974 et 1977, des traçages qualitatifs à la fluorescéine à partir de pertes ou bétoires de l'arrière pays (Gerville, Goderville, Bretteville-du-Grand Caux) ont confirmé l'extension du bassin d'alimentation souterrain des Sources d'Yport et la capture du bassin d'Étretat, avec des vitesses moyennes d'écoulement de 120 à 200 m/h sur des distances allant parfois jusqu'à 10 kilomètres. Sur la base de ces études, les périmètres de protection et leurs servitudes ont été définis par les hydrogéologues agréés,

en 1982, puis institués par DUP en mars 1985 pour 50 000 m³/j [11]. Le forage et l'usine de traitement des eaux d'Yport

ont été réalisés en 1993-1994. Toutefois la mise en œuvre opérationnelle ne s'est faite qu'en 1998 après la réalisation du réservoir de stockage des eaux intermédiaire entre l'usine de production et la ville du Havre. La protection repose sur la définition d'un périmètre rapproché et d'un périmètre éloigné destinés à couvrir l'ensemble du bassin d'alimentation des sources.



III. 2 Prévention des pollutions du karst

Le caractère karstique de la craie étant démontré, la CODAH a depuis lors tracé plusieurs autres bétoires afin de préciser les limites du système karstique. La figure 7 synthétise l'ensemble des traçages positifs au forage d'Yport connus en 2011. En ce qui concerne la circulation karstique on peut observer qu'à l'exception du point situé le plus au sud en limite du bassin d'alimentation de captage, les vitesses de transfert sont particulièrement élevées et comprise globalement entre 150 et 400m/h. On peut également remarquer que l'ensemble du réseau de drainage est bien structuré et mature puisqu'en dépit de la dispersion des points d'engouffrement sur l'ensemble du bassin d'alimentation la circulation souterraine converge vers le drain principal intercepté par le forage. Cette caractéristique rend ce dernier particulièrement vulnérable aux pollutions ponctuelles.

La plupart des thalwegs secs sont constellés de points d'engouffrements (bétoires) qui vont faciliter l'introduction dans le réseau karstique des écoulements de surface avec leur cortège de polluants. C'est la raison pour laquelle dans le cadre de l'étude de bassin d'alimentation de captage que mène actuellement la CODAH, le recensement des points d'engouffrement a été réalisé afin de compléter la connaissance des sources de pollutions ponctuelles potentielles ou existantes. En effet de nombreux rejets de stations d'épurations, de lagunages ou encore de réseaux de gestion des eaux pluviales finissent dans ces bétoires. Par ailleurs plusieurs axes de circulations importants sillonnent le bassin d'alimentation et les déversements accidentels constituent une menace bien réelle. La CODAH a d'ores et déjà entrepris la réalisation de travaux pour protéger son forage en traitant par exemple des points d'engouffrements. Des massifs filtrants peuvent ainsi être mise en place au niveau de certaines bétoires afin de favoriser la décantation et la filtration des eaux de ruissellement. Ponctuellement des ouvrages hydrauliques plus importants comme des ouvrages de rétentions avec débourbeurs-déhuileurs peuvent également être réalisés.

III. 3 Démarche Grenelle

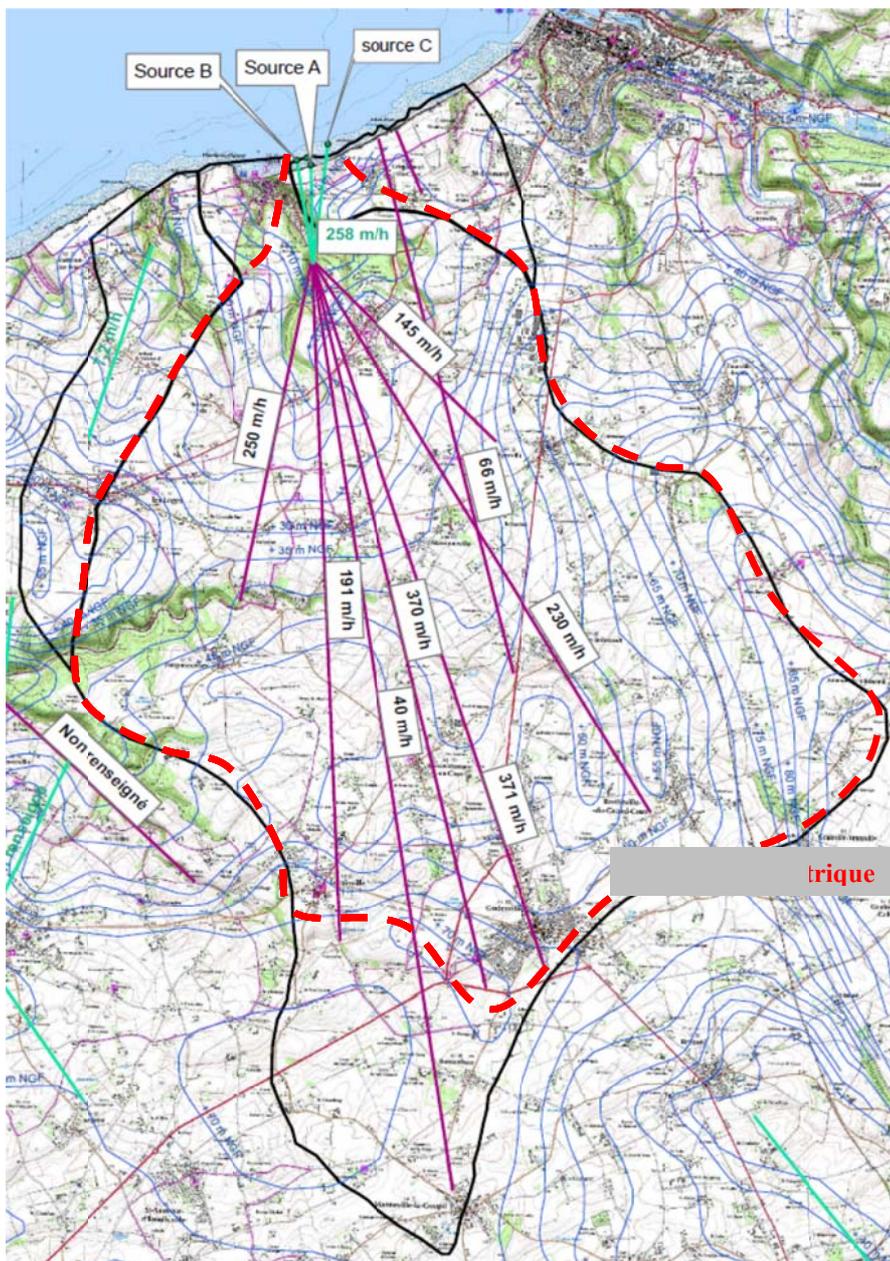
Le classement Grenelle du forage d'Yport a motivé la réactualisation des connaissances hydrogéologiques acquises dans les années 1970-1980. Des traçages et une étude de définition du bassin d'alimentation ont permis de mettre en évidence la prolongation du système karstique en amont et la remise en perspectives du fonctionnement hydrogéologique.

Dès lors, plusieurs difficultés ont été soulevées :

1. La première a trait à la méthodologie de la définition de la vulnérabilité en contexte de milieu à triple porosité ; une approche dissociant la matrice (fondée sur la piézométrie) et les circulations rapides (fondée sur le recensement des bêtouilles et les traçages) a abouti à l'élaboration de deux cartes de vulnérabilité différentes :

- La vulnérabilité matricielle peut expliquer l'évolution lente des teneurs en nitrates et la persistance de la déséthyl atrazine
- La vulnérabilité karstique, à l'origine de l'introduction dans le karst de produits phytosanitaires liés au ruissellement (AMPA, atrazine non détecté depuis 2004).

2. la seconde est liée à la possibilité d'une contribution d'un ou deux niveaux perchés au dessus des marnes (Shoreham et Belletout), partiellement recoupés par le retrait du trait de côte qui serait alors à l'origine des sources perchées de Grainval. Dans ce cas, le bassin matriciel s'étendrait latéralement tant vers l'Est que vers l'Ouest.



matricielle

IV. MODALITES D'EXPLOITATION DE LA RESSOURCE EN EAU

IV. 1 Relation karst-niveau de base (La Manche)

La figure 8 montre que le niveau de l'eau dans le forage est très bien corrélé au niveau de la Manche. La montée ou la descente du niveau d'eau dans le forage sont très légèrement décalées avec un léger retard par rapport au niveau de la mer. En outre le niveau de marnage dans le conduit est proportionnel au niveau de marnage de la mer. Ainsi à une variation du niveau de la mer de 3,5 m correspond une variation du niveau d'eau dans le forage de 2 mètres, tandis qu'à une variation du niveau de la mer de 7m correspond

une variation du niveau d'eau dans le forage de 3,5 m. Le niveau d'eau dans le forage ne descend jamais en dessous de 4,5 m NGF alors que la base du conduit karstique est à -6 mNGF.

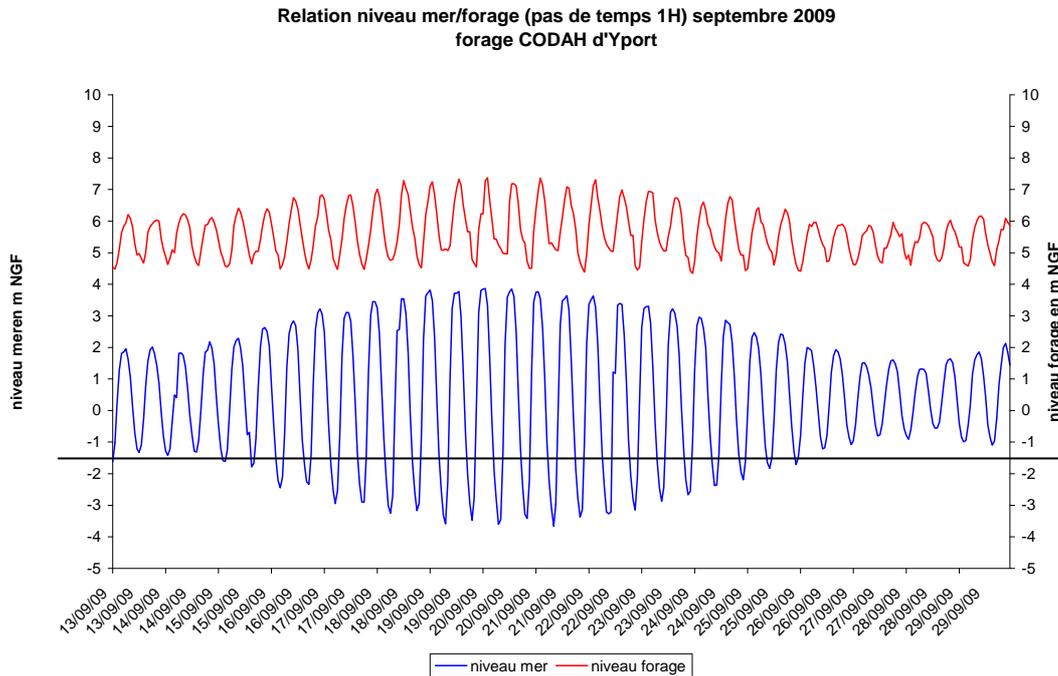


Figure 8 – variations des niveaux vs marées

IV. 2 Qualité des eaux

La conductivité varie entre 413 μ s et 595 μ s/cm. Elle est tributaire des apports d'eau de surface dans le réseau karstique. Lors des épisodes pluvieux importants les eaux de surface moins chargées en minéraux font alors chuter cette conductivité tandis qu'on observe corrélativement une hausse de la turbidité.

En ce qui concerne la qualité physico-chimique des eaux, la température est constante avec une moyenne de 12,6°C, et le pH varie autour de 7,3. Les teneurs en ions Ca⁺⁺ et Cl⁻ sont également très stables avec des moyennes respectives de 96,4mg/l et 28mg/l. Pour les chlorures le maximum analysé pour Yport est de 33,7 mg/l. Par comparaison les taux maximum sur des deux autres ressources importantes de la CODAH (source du St Laurent et de Radicatel) sont respectivement de 37,8 mg/l et de 27 mg/l, or ces deux bassins ne sont pas sur le littoral. Ce constat démontre l'absence de contamination saline malgré que les griffons du karst soient sous le niveau moyen de la Manche. L'exploitation du conduit karstique au débit de 1 100 m³/h et 11 000 m³/jour n'a jamais provoqué d'intrusion d'eau marine.

Les teneurs en nitrates semblent avoir légèrement augmentées (proches de 26 mg/l en 1978), mais restent stables sur la dernière décennie, avec une moyenne de 35,2mg/l et des pointes approchant 40 mg/l. En ce qui concerne les pesticides ceux-ci sont présent en bruit de fond avec des dépassements ponctuels des normes autorisées.

IV. 3 Transport solide dans le karst

La turbidité observée aux exutoires karstiques a deux origines potentielles : soit elle provient du transport direct depuis l'introduction d'eaux de ruissellement déjà chargées en particules, soit elle correspond à la remobilisation de dépôts intra-karstiques sous l'effet des transferts de pression (onde de crue dans le réseau) [13], [14] et [15]. Les sources de sédiments mobilisables à l'origine de la turbidité sont : (1) soit d'origine allochtone par rapport au karst dans ce cas elles proviennent de sédiments érodés sur les plateaux et engouffrés au niveau des bétoires (pertes) avec les eaux de ruissellement, (2) soit autochtones et dans ce cas sont issues de stocks déjà présents dans le karst. Dans ce dernier cas les sédiments sont originaires : (a) soit de la surface et sont stockés pendant une certaine période dans le karst et sont remobilisés sous certaines conditions hydrodynamiques, (b) de résidus de l'altération de la craie.

L'exemple du mois de décembre 2011 illustre très bien ce mode de fonctionnement. Avec une pluviométrie exceptionnelle (186,4mm contre 78,9mm pour une normale) deux évènements hydrologiques (l'un de

50,3mm du 4 au 6 décembre et l'autre de 72,2mm du 12 au 16 décembre) ont provoqué l'apparition de deux pics de turbidité au forage d'Yport (le premier de 117,34 NTU le second de 307,8 NTU).

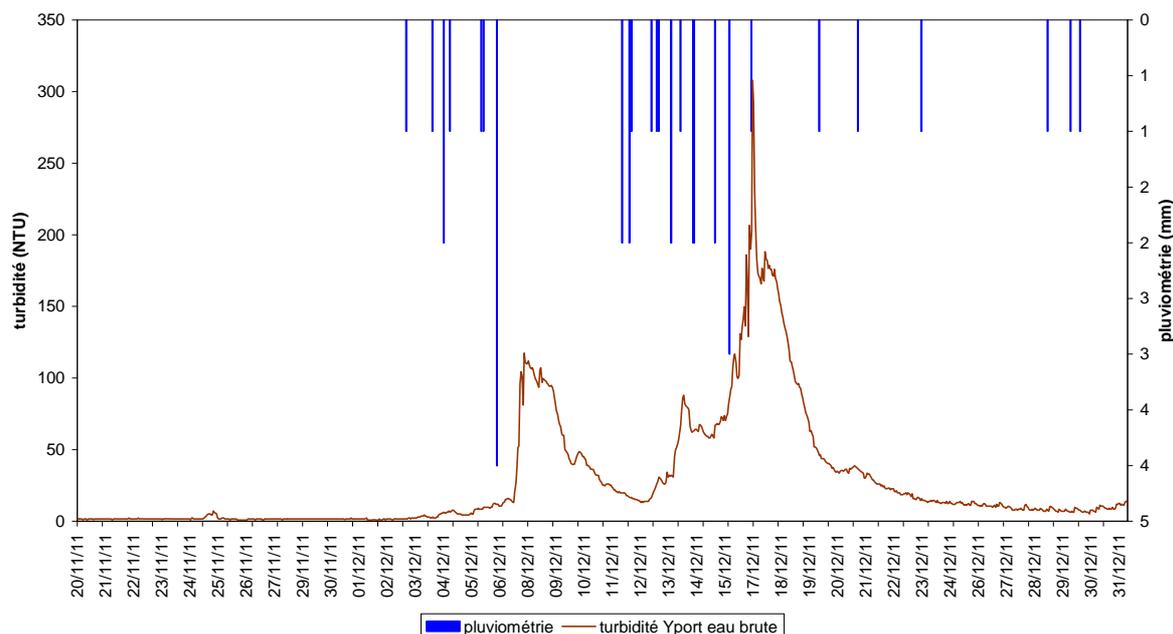


Figure 9 – relation pluie débit (pas de 1h) novembre-décembre 2011 au forage du Bois de la Vierge

Après une phase de concentration des ruissellements en surface (sur les terres agricoles limoneuses des bassins versant laissées à nue en période hivernale) l'engouffrement se produit au niveau de plusieurs dizaines de bétouilles situées dans les fonds de thalwegs secs en amont du captage (jusqu'à 10-12km en amont) et les eaux turbides sont ensuite très rapidement transférées au niveau du conduit karstique principal comme en atteste la montée brutale des deux pics de turbidités.

Le mode de traitement des eaux est le suivant (traitement de la turbidité et des pesticides) :

Pour une turbidité <15NTU : Injection en continue de charbon actif en poudre, injection de chlorure ferrique et de polymères. L'ensemble passe ensuite sur des filtres bicouches sable/anthracite. Enfin l'eau est désinfectée au chlore.

Pour une turbidité >15NTU le traitement est globalement le même toutefois avant de passer sur les filtres l'eau va passer dans un décanteur circulaire avec injection de microsables facilitant la décantation. Dans ce dernier cas on récupère alors des boues qui sont ensuite envoyées sur des lagunes de séchage.

Les eaux arrivent in fine dans une bache où elles sont reprises par trois pompes vers le réservoir intermédiaire. Au total le forage alimente 82 000 personnes.

V. BILAN ET PERSPECTIVES

Les sources littorales d'Yport présentent la caractéristique de fournir une eau douce provenant d'un karst qui n'est pas soumis à des intrusions salines. Le karst est toujours en pression par rapport à la Manche et aucun phénomène d'intrusion par un réseau de diaclases ou des conduits émissifs plus profonds ne semblent compromettre son usage.

Le captage de ce karst à l'intérieur des terres a nécessité près de 20 ans de recherches du conduit karstique. Sa localisation à l'intérieur des terres a nécessité la collaboration des hydrogéologues de plusieurs organismes et la tenacité du maître d'ouvrage

Actuellement la CODAH exploite le captage à 11 000m³/jour. La capacité totale de production est de 25 000m³/jour. En raison de raccordement récent la production va monter à 15 000m³/jour et pourrait à moyen terme passer à 20 000m³/jour. La CODAH dispose d'une autorisation de prélèvement allant jusqu'à 50 000m³/jour. A titre de comparaison, un pompage d'essai de longue durée a fourni une capacité potentielle de 100 000m³/jour pour ce forage.

A ce jour, il s'agit de la seule source littorale captée et exploitée pour la production d'eau potable en France.

Références bibliographiques

- [1] Rodet J., 1992 - La Craie et ses karsts, Centre Normand d'Etude du Karst et des cavités du sous-sol (C.N.E.K.)
- [2] SAFEGE, 2007 - Etude de la circulation karstique des eaux de ruissellement, pour le compte de la CODAH, rapports de phase 1, 2 et 3
- [3] Hoyez B., 2008 - Falaises du Pays de Caux, lithostratigraphie des craies Turono-Campaniennes, Publications des Universités de Rouen et du Havre
- [4] Mortimore R.J., Wood C.J., Gallois R.W., 2001, British upper Cretaceous stratigraphy, Geological Conservation Review series, n°23, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough
- [5] Woods M.A., UK Chalk group stratigraphy (Cenomanian-Santonian) determined from borehole geophysical logs, Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology, 39 (1). 83-96. 10
- [6] Mortimore R.N., Pomerol B., 1987 - correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin, Proc. Geol. Assoc, 98, 2
- [7] Juignet P., Kennedy W. J., 1974 - structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux, Bull. BRGM (deuxième série), section IV, n°1, pp. 19-47
- [8] Hauchard E. et Laignel B., 2008 - Evolution morphotectonique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris, Z. Geomorph. N. F. 52 4 463-488 Berlin - Stuttgart December 2008
- [9] Hole J.P., Roux J.C., 1978 - Vulnérabilité aux pollutions du bassin hydrogéologique d'Yport (Seine-Maritime), rapport BRGM 78DGN132PNO
- [10] Achambault J., Delu R., Fougeirol D. - 1978 - Recherche d'eau pour la ville du Havre dans les régions d'Etretat et d'Yport, colloque régional « Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris », Rouen 25-26 mai 1978. Document du BRGM n°1, pp1-4
- [11] Laubiés B., Roux J.C., 1986 - Etude et procédure pour la mise en place des périmètres de protection du nouveau captage d'alimentation en eau potable de la ville du Havre à Yport (Seine Maritime). Hydrogéologie n°4, 1986, pp 353-364
- [12] Roux J.C., Artis H., Préménbère J., 1977 - carte hydrogéologique du département de la Seine Maritime in Atlas hydrogéologique de la Seine Maritime, ed. BRGM - 1981.
- [13] Fournier M., Massei N., Bakalowicz M., Dussart-Baptista L., Rodet J. et Dupont J., 2007 Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal*. 15 (4). 689-704p.
- [14] Fournier M., Massei N., Bakalowicz M. et Dupont, J.-P., 2007 - Use of univariate clustering to identify transport modalities in karst aquifers. *Comptes Rendus Geosciences*. 339 (9). 622-631p.
- [15] Lacroix M., Rodet J., Wang H. Q., Massei N. et Dupont, J.-P., 2000 - Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique : apports de la microgranulométrie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 330 (5). 347-354p.

Mesures de débit dans les réseaux karstiques noyés et pénétrables - Différentes approches testées – difficultés et échecs - Quelles précisions en attendre

Christian Perret⁽¹⁾, Baudouin Lismonde⁽²⁾, Loïc Michel⁽³⁾, Louis Potié⁽⁴⁾,
Bruno Arfib⁽⁵⁾

(1) EDF DTG - christian.perret@edf.fr, (2) baudouin.lismonde@wanadoo.fr, (3)
TélédyneRdInstrument, lmiche@teledyne.com, (4) louispotie@aol.com,
(5) Aix-Marseille Université, arfib@cerege.fr

Résumé

L'Association "Cassis Mystérieuse" a repris, sous l'impulsion de la Ville de Cassis, les études du Syndicat de Recherches de Port-Miou, ci après désigné par "SRPM" (BRGM, Coyne et Bellier, SEM), menées de 1968 à 1980, sur les rivières souterraines de Cassis, avec **une priorité donnée à la mesure de débit d'étiage**, préalable à toute exploitation quelle qu'en soit l'usage. Par ailleurs des Universitaires de Marseille ont repris la question avec une thèse (Cavalera-2007) et dans le cadre du programme "Karsteau" (Université de Provence).

Avant l'obturation totale de la galerie, entre 1972 et 1976, il n'était pas possible d'annoncer des débits précis, tout au plus des estimations, en période d'étiage prononcé où les vitesses du courant pouvaient être de l'ordre du mm/s dans une galerie de plus de 200 m² de section. Toutes les tentatives de quantification des débits en période d'étiage n'avaient abouti jusqu'alors qu'à une estimation relative des apports. Ainsi on estimait en 1973 les débits d'étiage entre 2 et 3 m³/s, estimation peut être très trompeuse liée au type de galerie où ont été mesurées depuis les débits des vitesses très faibles à l'étiage et à une stratification liée aux variations de salinité et de température, autant d'éléments qui justifient que l'on relativise les données de vélocimétrie qu'il faudrait multiplier sur une même section de galerie.

La construction d'une chronique des apports en eau douce de la source de Port Miou reste pourtant un objectif majeur qui contribuerait à l'amélioration des connaissances des systèmes karstiques sous marin. Suivant l'objectif recherché - exploitation ou simple bilan - l'utilité de connaître les débits d'étiage n'est pas la même ! Capitale pour un projet d'exploitation, elle peut apparaître secondaire pour l'estimation d'un débit moyen. L'association s'est normalement trouvée confrontée à ce double objectif. Elle a arrêté un protocole de mesures avec pour objectif l'exploitation éventuelle de la ressource. Lors deux campagnes de mesure menées en 2009 et en 2010, la faisabilité de mesurer ponctuellement le débit de la galerie a été démontrée en utilisant la méthode de jaugeage par dilution d'un traceur fluorescent. Ces mesures ont pu être rattachées à la différence de niveau observée de part et d'autre du barrage qui avait construit dans les années soixante dix. Ces éléments permettent aujourd'hui d'envisager de manière sérieuse la construction d'une série chronologique de débit, seule élément qui permettrait de quantifier de manière tangible les apports de cet aquifère.

1. Introduction

1.1. Méthodes de mesures et équipements

Alors que le XXIème siècle est maintenant bien engagé, aucune technique ne permet encore de mesurer en continu le débit d'une rivière quelle soit aérienne ou souterraine et pour construire des chroniques d'apports, l'hydromètre doit avoir recours à des techniques indirectes qui consistent à mesurer un ou plusieurs paramètres représentatifs du débit. Une loi d'étalonnage ou de tarage qui relie le débit avec le paramètre de contrôle doit être construite à partir de mesures de débit appelées couramment jaugeages. Dans le cas particulier de Port Miou avec un conduit aux dimensions exceptionnelles et aux formes hétérogènes, l'application des techniques traditionnelles ne va pas sans poser de nombreux problèmes. Les références dans la littérature étaient rares. Il est apparu après de nombreuses réflexions que quatre méthodes de contrôle du débit pouvaient être appliquées. Deux sont basées sur des mesures de vitesses :

La mesure d'un profil de vitesses au travers d'une section de la galerie à l'aide d'un équipement type "ADCP" (Acoustic Doppler Current Profiler) habituellement utilisé en océanographie était susceptible de produire des valeurs de débit.

La mesure de vitesses dans un opercule calibré (buse) au travers d'un barrage existant pouvait paraître évidente mais présentait l'inconvénient de ne pas prendre en compte les pertes de contournement importantes de ce barrage sans fondations.

Deux reposent sur des mesures de pressions :

La mesure de la de la différence des lignes piézométriques entre deux sections du conduit.

La mesure de la différence de pression "amont-aval" du barrage, pouvait être expérimentée.

Dans tous les cas, la détermination du débit ne peut se faire que par une loi d'étalonnage (de tarage) établie à partir de mesures de débit que l'on appelle couramment jaugeages dans le jargon de l'hydrométrie. Il est apparu que la méthode la plus adaptée était celle basée sur la conservation de la masse qui consiste à mesurer le facteur de dilution d'un traceur fluorescent dans l'écoulement.

1.2. Les mesures directes de débit ou jaugeages

La mesure directe du débit peut être envisagée selon deux familles de méthodes : l'exploration du champ des vitesses et la dilution d'un traceur dans l'écoulement ce qui revient à la mesure d'un volume sur un temps.

1.2.1. Exploration du champ des vitesses

L'expression la plus évidente du débit qui transite dans un conduit en charge est donnée par :

$$Q = V_m \cdot S \text{ [m}^3\text{/s]} \quad (1)$$

où V_m = vitesse moyenne de l'écoulement en m/s et S = section de passage de l'écoulement en m^2 .

L'exploration du champ des vitesses consiste à mesurer la répartition des vitesses sur une même section de galerie et d'en tirer une "vitesse moyenne". L'opération, simple en apparence se complique sérieusement lorsqu'il faut réaliser ces mesures dans des galeries où les sections peuvent être importantes (100 à 200 m^2 ou plus), la géométrie hétérogène, les vitesses faibles à très faibles et où des phénomènes de stratification (salinité, t° ...) ont été observés ! De plus une stratification en densité, liée aux variations de salinité et de température observée avant et après barrage entraîne des difficultés d'interprétation ou de généralisation. "Si l'inhibition de la diffusion turbulente et peut empêcher l'effacement des hétérogénéités, et maintenir la stratification, pour la salinité et la température, ce n'est pas vrai pour la vitesse pour laquelle il existe des mécanismes spécifiques de transfert". Ces notions sont valables pour le conduit de Port Miou. De plus, la taille de la galerie conduisait à estimer que les vitesses à mesurer lors des séquences d'étiage seraient très faibles, probablement de l'ordre du cm/s. Dans ces conditions, il paraissait inenvisageable de réaliser une exploration du champ de vitesses que ce soit de manière fixe ou mobile avec l'aide d'un plongeur par exemple.

1.2.2. Mesure instantanée de débit par dilution d'un traceur fluorescent

Une première mesure de débit par dilution a été effectuée (24 10-09) dans la résurgence de Port Miou

Cette méthode repose sur un principe de base de la physique : la conservation de la masse. Ces dernières années, il semble que seules les équipes d'Électricité de France la pratiquaient encore de manière courante et systématique pour l'étalonnage de leurs stations d'hydrométrie situées dans les zones de montagne. Aujourd'hui, grâce à un nouveau fluorimètre immergeable développé à Neuchâtel par Pierre Schnegg, la méthode est en voie de simplification car utilisable sans difficulté dans sa version dite « globale » : le traceur est injecté en une seule fois dans la rivière et on mesure l'évolution de la concentration en produit à la distance du « bon mélange ». L'expression du débit est donnée par :

$$Q = \frac{V_i \cdot C_0}{\int_0^T D \cdot C_0 dt} = \frac{V_i}{\bar{D} \cdot T} \quad (2)$$

où v_i représente le volume de traceur injectée ($v_i = 454$ ml), T est le temps de passage du traceur et D le facteur de dilution du traceur.

deux fluorimètres ggun-fl ont été utilisés : celui d'edf dtg et celui de l'université de marseille. le volume v_i a été injecté dans la rivière par les plongeurs à une distance estimée de 150 mètres environ en amont du barrage.



Fig. 1 : Injection de la fluorescéine par les plongeurs

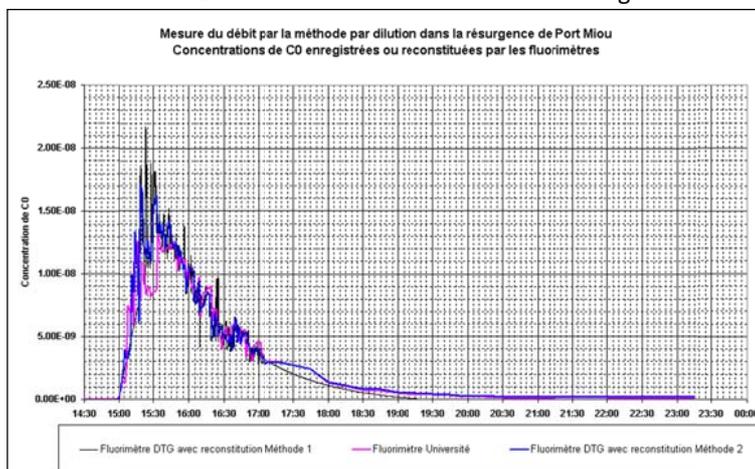


Fig. 2 : Évolution de la concentration de fluorescéine au niveau du barrage

On constate la bonne co-variation des signaux enregistrés par les deux appareils ce qui permet de supposer que la condition de bon mélange était respectée.

Le dépouillement des deux signaux a permis de faire une évaluation du débit qui transitait ce jour là dans la galerie de Port Miou selon l'équation (2). Dans ces conditions, on a proposé la valeur de 6 m³/s comme débit qui transitait dans la source de Port Miou entre 14h30 et 20h00 le 24 octobre 2009. On rappelle que cette valeur correspond à un apport d'eau saumâtre et qu'il conviendra de la corriger avec la valeur de la salinité mesurée pour en déduire l'apport en eau. L'opération de mesure du débit transitant dans la résurgence de Port Miou a été considérée comme globalement satisfaisante. La méthode de mesure du débit par dilution « globale » du traceur Fluorescéine s'avère efficace. Elle a été rendue possible grâce à l'intervention des plongeurs et à la mise en œuvre de deux fluorimètres type GGUN-FL, l'un exploité par l'Université de Provence, l'autre par EDF DTG.

Par conséquent, on peut retenir que cette opération a permis de mesurer de manière absolue le débit global qui transitait ce jour là dans la résurgence. La méthode pourrait par conséquent, être répétée pour des régimes de débits différents de manière à définir une loi d'étalonnage au(x) contrôle(s) de débit qui seront mis en place. Le volume initial V_i devra être adapté au débit estimé.

Cette technique, précise en condition optimales, suppose néanmoins que certaines conditions soient réunies : une dilution parfaitement homogène au point de détection et l'absence de fuite ou d'apport entre le point d'injection et le point de détection du composant. D'autre part, cette technique ne donne qu'un débit ponctuel et l'opération doit être répétée à chaque mesure. A noter que l'équipe B. Lismonde B. Arfib a répété l'opération avec succès en mai 2010 avec l'aide d'une équipe de plongeurs.

2. Les contrôles de débit

2.1. Mesure de la pression différentielle entre deux points de l'écoulement

B. Lismonde avait proposé pour une mesure du débit dans un conduit karstique, une méthode peu coûteuse nécessitant seulement un manomètre enregistreur et un tuyau souple.

Le site choisie : une galerie de section variable, comme la galerie noyée du Bestouan Cassis), remplie d'un liquide homogène (mais de salinité variable dans le temps), et supposée sans stratifications de salinité, t°....

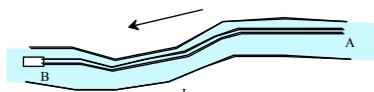


Figure 3

Le théorème de Bernoulli appliqué sur une ligne de courant permet de déduire une relation entre la différence de pression entre deux points A et B et le débit :

$$(3)$$

Si les pertes de charge entre A et B sont négligées, le coefficient K peut être calculé à partir des géométries des sections de passage en A et en B. Dans les cas pratiques et en particulier à Port Miou, on fait le constat que K doit être déterminé empiriquement à partir de mesures d'étalonnage.

2.2. Mesure de pression différentielle de part et d'autre du barrage

2.2.1. Principes et premiers résultats

Un niveau d'eau mesure la dénivellation entre la surface libre en amont et la surface libre en aval du barrage. Cette dénivellation est liée à la perte de charge de l'eau au passage du barrage, l'eau circulant dans des buses traversant le barrage et par les fuites dans l'environnement du barrage. On notera que l'équation (3) établie précédemment reste applicable à ce cas de figure.

L'installation a été réalisée par les plongeurs dont on a compris le rôle déterminant !

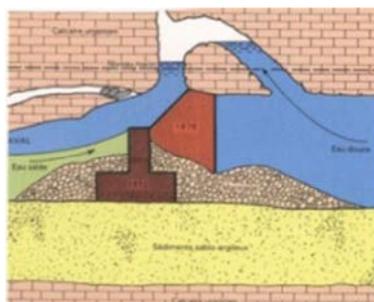


Fig. 4 : coupe galerie au droit du barrage

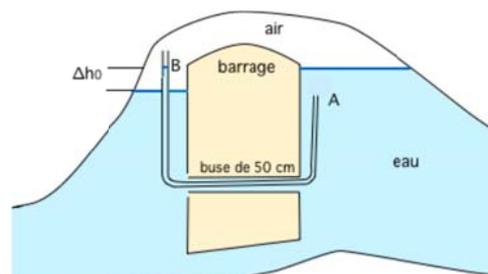
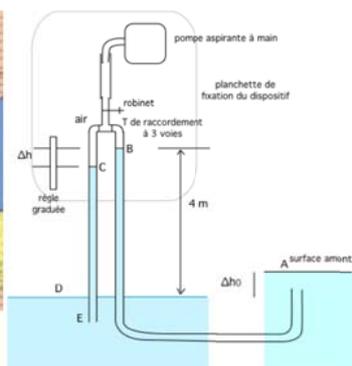


Fig. 6- lecture de niveaux

Fig. 5- tuyau branches AB et CE

La mesure de la dénivellation $\Delta h'$ est quasiment égale à la dénivellation Δh_0 . Des mesures simultanées de la différence de niveaux amont aval barrage et du débit par dilution d'un traceur fluorescent (Voir infra) ont été réalisées le 24/10/2009 et le 20/05/2010 permettant ainsi de donner une première valeur numérique à K. Le caractère constant de K n'est cependant pas garanti. On peut penser que lorsque l'eau monte en amont du barrage, elle peut emprunter de nouvelles fuites, ce qui doit augmenter la valeur de K.

	Débit mesuré par dilution (m ³ /s)	Dénivellation mesurée au barrage (m)	k (m ^{1/2} /s)
24/10/2009	6.5	0.11	19.6
20/05/2010	7.23	0.1	22.9

2.2.2. Le contrôle en continu

L'Université de Provence exploite des capteurs de pression qui mesurent la différence d'altitude piézométrique entre l'amont et l'aval du barrage. Ces informations peuvent être valorisées pour construire une chronique de débits dans la galerie de Port Miou. Trois limites sont cependant identifiées :

Cette méthode est valable en l'absence de débordement du barrage. Dans ce cas on utilisera les hauteurs de déversement pour connaître les débits en utilisant l'abaque établi par le concepteur du barrage et en y apportant les corrections pour tenir compte des pertes.

Des oscillations amont et aval - déjà observées par le SRPM - l'ont été également sur le dispositif installé. Ces oscillations (houle, relaxation,...) méritent d'être examinées sur une période de temps suffisante et avec un pas de temps suffisamment fin.

La précision sur la constante k est estimée à 10%, au moins pour les débits d'étiage ou de pluviométrie faible.

2.3. Vélocimétrie

Si comme on l'a vu supra, l'exploration complète du champ des vitesses dans une section était illusoire dans le cas de la galerie de Port Miou mais la mesure d'un profil de vitesses jugé représentatif de la vitesse moyenne reste une possibilité intéressante pour contrôler le débit de manière permanente.

Mesures de débit à partir des Vitesses dans les buses du barrage

L'existence du barrage a tout naturellement amené à utiliser un *opercule calibré* -une buse traversant le barrage- mais les pertes liées à cet ouvrage mettent en cause la validité de la mesure. Elle n'a de valeur pour accéder au débit que si l'on connaît de façon suffisamment précise les pertes liées à l'environnement du barrage : fuites par les joints de strates, diaclases, buses enfouies, circulations sous barrage...Or ces fuites non négligeables doivent être prises en compte. Des tarages réguliers par la technique de dilution permettraient de les évaluer.

La mesure de la vitesse dans une buse a été effectuée à partir d'un profileur à effet Doppler V-ADCP de chez « TELEDYNE RD Instruments ». L'appareil envoie un signal acoustique codé dans trois directions et calcule la vitesse et direction du courant en trois dimensions par traitement de l'écho du signal. Un quatrième faisceau, vertical, mesure la hauteur d'eau avec une résolution millimétrique. Si la section du conduit est connue, le logiciel fournis permet de mesurer le débit dans des conduits, en charge ou non. L'électronique, non immergeable est séparée de la partie acoustique.

Mesure de débit par procédé acoustique (type ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler)

Lorsqu'il est difficile voire impossible de réaliser une exploration fine du champ des vitesses, on peut mettre en place une mesure de vitesse sur une portion de la section, jugée représentative de la vitesse moyenne V_m . Si l'on nomme V_e (Vitesse échantillon) la vitesse partielle mesurée, la relation (1) devient :

$$Q_i = K.V_e \quad (4)$$

K est sensé représenté la section d'écoulement S et le rapport entre la vitesse moyenne de l'écoulement et V_e . On suppose que ce rapport est constant mais en pratique, il ne l'est certainement pas.

Pour tester cette méthode nous avons mis en œuvre un profileur de courant (ADCP) prêté par « TELEDYNE RD Instruments ». L'utilisation de ce type d'appareil est en cours d'être complétée par des mesures de section utilisant un sonar rotatif et des équipements de topographie automatique. C'est un profileur de courant à effet Doppler type Workhouse ADCP Sentinel qui a été testé. L'appareil envoie un signal acoustique codé dans quatre directions et calcule la vitesse et direction du courant en trois dimensions par traitement de l'écho du signal. Cet appareil a été déployé en mode automate sur le site de Port-Miou. Malgré la faible concentration de matières en suspension et la proximité des parois, le WH ADCP a mesuré des profils de vitesses dans une gamme allant du mm/sec à 20 cm/sec avec une résolution temporelle d'une minute. Ce déploiement a été répété à chaque fois que la disponibilité de

l'appareil le permettait. La technique « Broadband », spécifique à cette gamme de matériel, a montré ici toute sa pertinence pour la mesure de vitesse faible en conditions difficiles. Lismonde 2011 a montré par une approche hydraulique que le coefficient K pouvait être évalué à 110 m² et lors du jaugeage du 24/10/2009, la vitesse moyenne mesurée de 5 cm/s a permis de déduire une valeur de K de 125 m². On a retenu pour la suite la valeur de 110 m² car estimée à partir d'un échantillon de données plus conséquent.

Lismonde et al. (2011) ont également proposé un facteur de correction de 3,3 aux débits qui avait été proposés par Cavalera dans sa thèse à partir des mesures qui avaient été faites directement dans les buses du barrage en négligeant les fuites latérales. Le débit moyen d'eau douce pour la période allant de mai 2005 à octobre 2006 peut ainsi être estimé aujourd'hui à 3,3 m³/s plus cohérent avec les valeurs moyennes établies par le SRPM entre 1969 et 1971 (3 à 4,5 m³/s)

4. Orientations - Conclusions

Il est possible d'orienter la poursuite des investigations en proposant un protocole amélioré de mesures sur le volet de la quantification des débits.

La mesure en continu du débit dans la résurgence de Port Miou est impossible à cause de la configuration de l'écoulement dans une galerie dont la géométrie est très hétérogène. Cependant, les mesures par dilution globale effectuées ont montré qu'il était tout à fait envisageable d'effectuer des mesures ponctuelles du débit selon cette méthode. Pour constituer une chronique continue de débits, il faut une méthode qui consiste à mesurer un ou plusieurs paramètres dont la variation puisse être rattachée à la variation du débit. La relation entre la variation des paramètres mesurés et la variation du débit sera établie à partir des mesures absolues (jaugeages) qui seront réalisés. La mesure de la différence de niveaux (ligne piézométrique) entre l'amont et l'aval du barrage est probablement la plus simple pour un contrôle des débits. Elle présente l'avantage notable de nécessiter moins de jaugeages pour établir la relation d'étalonnage. Mais elle est, au stade actuel, mal adaptée aux périodes d'étiage par manque de précision. Or c'est la période critique pour toute exploitation envisagée. Quelques dispositions peuvent l'améliorer valorisant ainsi l'ensemble de l'historique constitué par l'Université de Provence.

La technique du contrôle par mesure d'un profil de vitesses par technique ADCP permet des mesures fines pour des débits d'étiage. Elle reste pertinente à condition de réaliser suffisamment de jaugeages pour établir la relation entre la vitesse moyenne du profil et le débit. Une relation « Vitesse moyenne du profil-Débit » pourra être établie.

Il va de soi que la mesure de la salinité reste nécessaire pour quantifier la part de l'eau douce dans le débit mesuré.

Au final, on peut dire que le maintien en opérationnel des deux techniques, permettrait d'assurer une meilleure continuité dans l'établissement de la série chronologique de débits. Par exemple, les difficultés possibles du contrôle piézométrique liées aux faibles dénivellations entre l'amont et l'aval du barrage pourraient être compensées par l'utilisation de l'ADCP dans ces conditions d'écoulement

Références bibliographiques

- André H., 1960 Méthode chimique de dilution, Procédé par intégration – Mémoires&travaux de la SHF
- LISMONDE B., ARFIB B., PERRET C., MICHEL L., DOUCHET M. & POTIÉ L. (2011) La mesure des débits de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, France) - Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-3 sep. 2011, p. 301-306
- Cavalera T. 2007 Etude de fonctionnement du bassin d'alimentation de la source sous marine de Port Miou (Cassis Bouches du Rhône) Approche multicritère - Thèse de doctorat
- Potité Ricour Tardieu, 2005, "Port Miou investigations (1964-1978) "aih.- Int. Conf. Problems in Karst - CVJIĆ - Belgrad-Kotor – 2005
- Perret C. Et al 2011 Le réseau d'observations hydroclimatologiques de montagne d'EDF Etat des lieux et mesures de débit par dilution d'un traceur fluorescent. Actes du congrès SHF mars 2011
- Potité L Tardieu B 1976 Aménagements et captages sous-marins dans les formations calcaires, International Congresskarst hydrology 1976, Huntsville, Alabama, USA
- Tardieu B 2005, "Groundwater Management of Coastal Karstic Aquifers", (P;286-294) COST Action 621
- Tardieu B. Londe P 1973 Le barrage de Port Miou. Congrès de la commission des grands barrages. Madrid
- Tulipano L. et al 2005, "Groundwater Management of Coastal Karstic Aquifers - European cooperation in the field of scientific and technical research, EUR 21366

Topographie de galeries karstiques noyées et pénétrables : l'exemple de Port Miou (Cassis)

Loïc Michel, Marc Douchet, Louis Potie, Gérard Acquaviva

TELEDYNE RDI Europe, CRPS-FFESSM, Association « Cassis la rivière mystérieuse ».

lmichel@teldyne.com, douchet.charlotte@wanadoo.fr, louispotie@aol.com, GerardAqua@aol.com

I. Résumé

La cartographie de galeries souterraines est un souci naturel de l'explorateur spéléologue. C'est une opération longue, fastidieuse et généralement peu précise. Une telle topographie devient encore plus difficile lorsqu'il s'agit de galeries noyées accessibles uniquement par des plongeurs spécialisés. L'équipement présenté ici permet une topographie "automatique", rapide et fiable de galeries souterraines pénétrables.

II. Introduction

La rivière souterraine de Cassis est idéalement située pour le test de matériel de plongée souterraine. Un puits aménagé situé à 500m de l'embouchure permet un accès aisé et sa profondeur n'excède pas quarante cinq mètres avant de s'enfoncer à plus de 170m de profondeur après 1500m de galerie. Cette rivière souterraine, bien connue, explorée depuis de nombreuses années, a permis de comparer les résultats d'une topographie "conventionnelle" mais précise, avec cette topographie automatique.

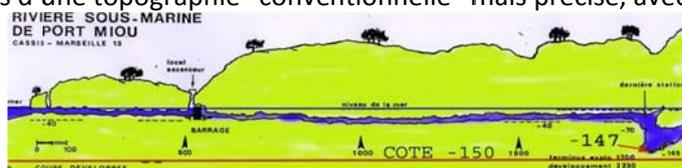


Figure 9 : plan coupe de la rivière souterraine de Port Miou.

III. Le matériel

Le "Cobra tac", matériel conçu pour des applications militaires, a été mis à la disposition des plongeurs du CRPS-FFESSM par la société Teledyne RD Instruments Europe. Le "Cobra- Tac" utilise un log Doppler acoustique pour mesurer sa vitesse de déplacement et sa distance par rapport au fond. "Le Cobra Tac" est équipé d'un compas magnétique, de capteurs d'inclinaison et d'un capteur de pression. Un écran complété par des boutons poussoir permet, soit d'être guidé sur une trajectoire prédéfinie, soit d'enregistrer la trajectoire du plongeur et de marquer des points remarquables. La trajectoire du plongeur est ensuite restituée en quatre dimensions.

Le point de début de plongée doit être renseigné dans le système sous la forme latitude/longitude. La récupération des informations sur un PC s'effectue par une simple liaison série. Un logiciel exporte les données en format texte, Latitude/Longitude/immersion du plongeur et distance au fond. Après un traitement rapide pour éliminer les données en début et fin de plongée, l'information est rapidement exploitable.



Figure 2: Utilisation du Cobra Tac



Figure 3: Relevé topographique

IV. Les plongées

La première plongée effectuée le 23 novembre 2010 a permis de faire connaissance avec le matériel et de vérifier la cohérence des données avec les plans établis par les plongeurs du Syndicat de Recherches de Port Miou dans les années 70-80 sous la direction de Louis Potié.

Plusieurs plongées ont suivi pour familiariser les plongeurs avec le matériel.

Le 28 novembre 2011, une plongée a permis de repérer plus de 400 mètres de galerie en amont du barrage en 55 minutes de plongée. 16350 points de mesure ont été enregistrés. 898m ont été parcouru par le plongeur.

Bien que la plongée ait débuté et fini au même point, le Cobra tac a enregistré une distance de 9 m entre le point de départ et le point de fin de plongée. L'erreur est due au compas magnétique du Cobra Tac qui est facilement faussé par les masses métalliques et instruments de plongé transportés par le plongeur.

A la fin de la plongée, l'erreur de positionnement représente 1% de la distance parcourue.

Le repérage de la galerie entre la mer et le barrage a été effectué le 15 janvier par Marc Doucher et Patrick Bolagno. Cette plongée a duré un peu plus d'une heure, 480 m de galerie ont été topographié et 22000 points de mesure ont été enregistrés.

V. Les résultats

Au total, 900 m de galerie ont été topographié en deux plongées d'une heure chacune.

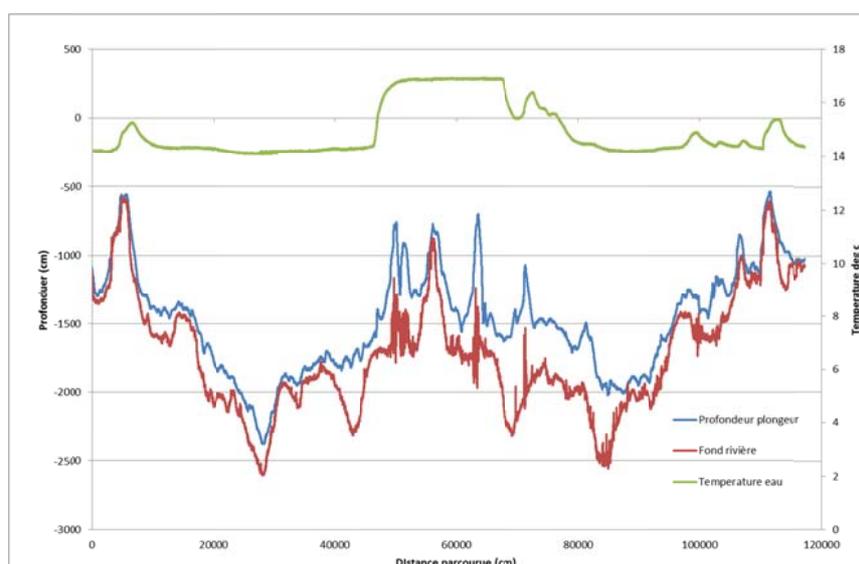


Figure 4: déroulé de la plongée du 15 janvier 2012

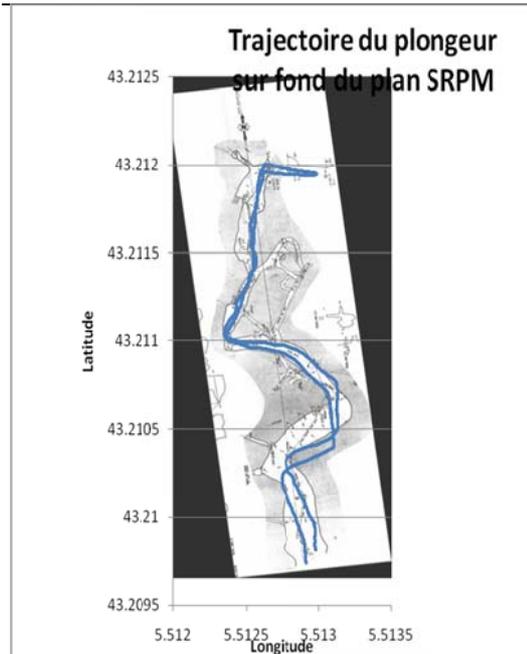


Figure 5: report du relevé topographique de la galerie de Port Miou sur les plans du SRPM.

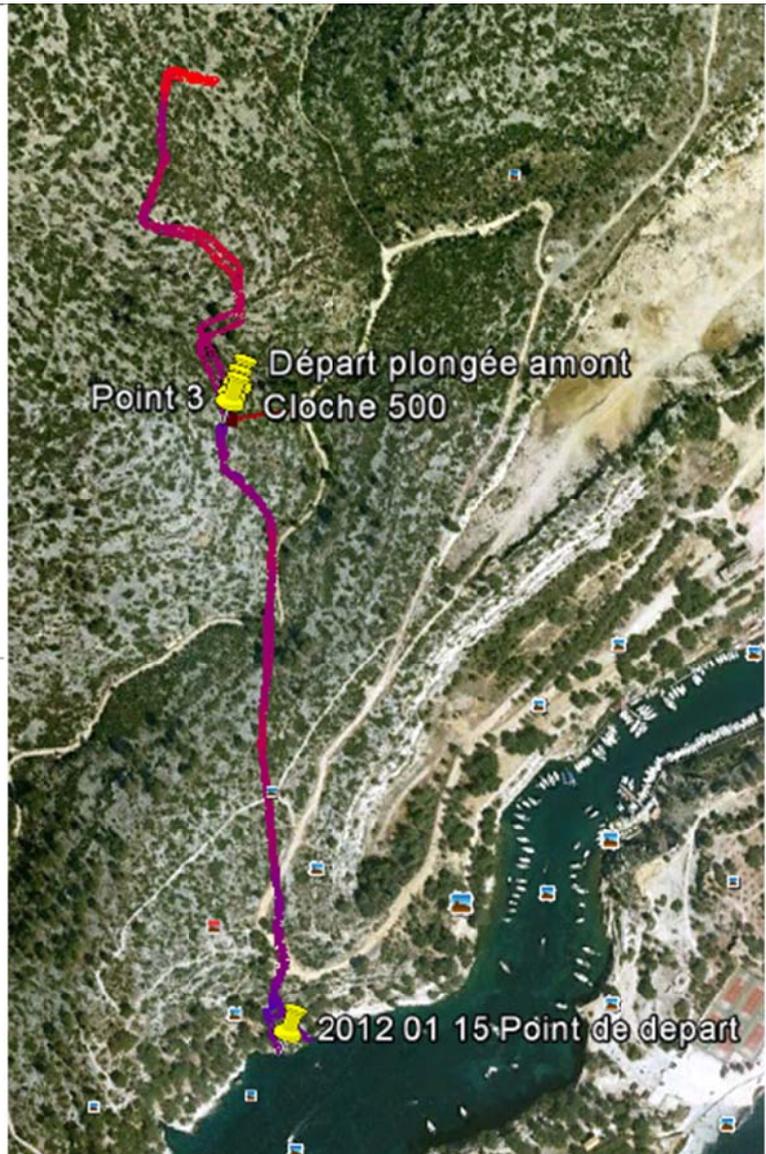


Figure 5: report du relevé topographique de la galerie de Port Miou sur photo aérienne Google-earth

VI. Conclusion

Le principal intérêt de ce matériel est sa capacité à enregistrer rapidement et précisément la trajectoire du plongeur et à localiser précisément des points remarquables. Les particularités de la plongée sous voûte rendent cet appareil particulièrement utile pour des topographies rapides et plus sécurisantes pour les plongeurs.

Remerciements :

Les photos sous-marines sont de : Hervé Chauvez

Plongeurs : Marc Douchet , Patrick Bolagno

Association la Rivière Mystérieuse

A Omer Poroy , Product line manager a TELEDYNE RD Instruments pour la mise à disposition du Cobra Tac.

POSTERS

QUALITE ET GESTION DES AQUIFERES LITTORAUX

Montée du niveau marin induite par le changement climatique : Conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers en métropole

N.Dörfliger, S. Schomburgk, M. Bouzit, A. Laurent

La gestion de la ressource en eau souterraine nécessite la connaissance des aquifères. Dans le cas des aquifères côtiers, une cartographie de leur vulnérabilité à l'intrusion saline pour la situation actuelle et pour des scénarios de remontée du niveau marin permet de caractériser la sensibilité des différents types d'aquifères et de plus de proposer un ensemble de recommandations concernant le suivi et la gestion de la ressource. En effet les aquifères côtiers en Métropole sont sensibles aux intrusions salines de manière contrastée, variant selon plusieurs paramètres liés aux types d'aquifères notamment. Une action a été engagée par l'ONEMA et le Brgm en 2010/2011 afin de disposer d'une carte de la vulnérabilité des aquifères côtiers français de Métropole vis-à-vis d'une remontée du niveau marin liée au changement climatique.

Deux approches méthodologiques ont été adoptées au cours de cette étude, l'une à l'échelle nationale et l'autre à l'échelle régionale. L'approche nationale se base sur la combinaison de différents paramètres permettant de représenter un degré de vulnérabilité en classes. Une carte de la sensibilité des aquifères côtiers vis-à-vis de l'intrusion saline selon la structure et le type d'aquifère a été réalisée, à partir des informations issues de BDLISA (Banque de données des limites des systèmes aquifères) et à partir de connaissances locales d'intrusions salines connues sur l'ensemble des aquifères côtiers métropolitains. Cinq classes de sensibilité ont été définies. La pression sur les aquifères est un facteur externe considéré comme impactant les aquifères côtiers. La pression peut être quantifiée grâce à la densité de population sur les zones littorales, la tendance d'augmentation de la population permanente et temporaire, qui se traduit par un besoin en eaux souterraines ainsi qu'à partir des données de prélèvements pour différents usages, ramenés à l'échelle communale.



Illustration 1 : Cartes de la vulnérabilité des aquifères côtiers suivant la remontée du niveau marin

L'approche régionale adopte la méthode dite de GALDIT (Lobo Ferreira et al. 2007). La détermination de l'indice de vulnérabilité est fondée sur la combinaison de 6 paramètres :

- G (Groundwater occurrence) : Type d'aquifère

- A (Aquifer hydraulic conductivity) : Conductivité hydraulique
- L (Depth to groundwater Level above sea) : Hauteur de la nappe / niveau de la mer
- D (Distance from the shore) : Distance de la côte
- I (Impact of existing status of seawater intrusion in the area) : Impact de l'intrusion saline, déterminé selon les études locales, les concentrations en chlorures et les valeurs de conductivité disponibles)
- T (Thickness of the aquifer) : Epaisseur de l'aquifère

Ces paramètres ont été définis pour sept zones tests. Trois classes de vulnérabilité d'un aquifère côtier à l'intrusion saline ont été définies, et sont présentés dans le tableau ci-dessous :

Classes de vulnérabilité	Indice GALDIT
Vulnérabilité forte	> 7,5
Vulnérabilité moyenne	6 – 7,5
Vulnérabilité faible	< 6

Illustration 2 : Classes de vulnérabilité selon les indices GALDIT

Les calculs des vulnérabilités ont été réalisés pour 3 situations

- Le niveau actuel de la mer
- Une augmentation du niveau de la mer de +1m
- Une augmentation du niveau de la mer de +2m

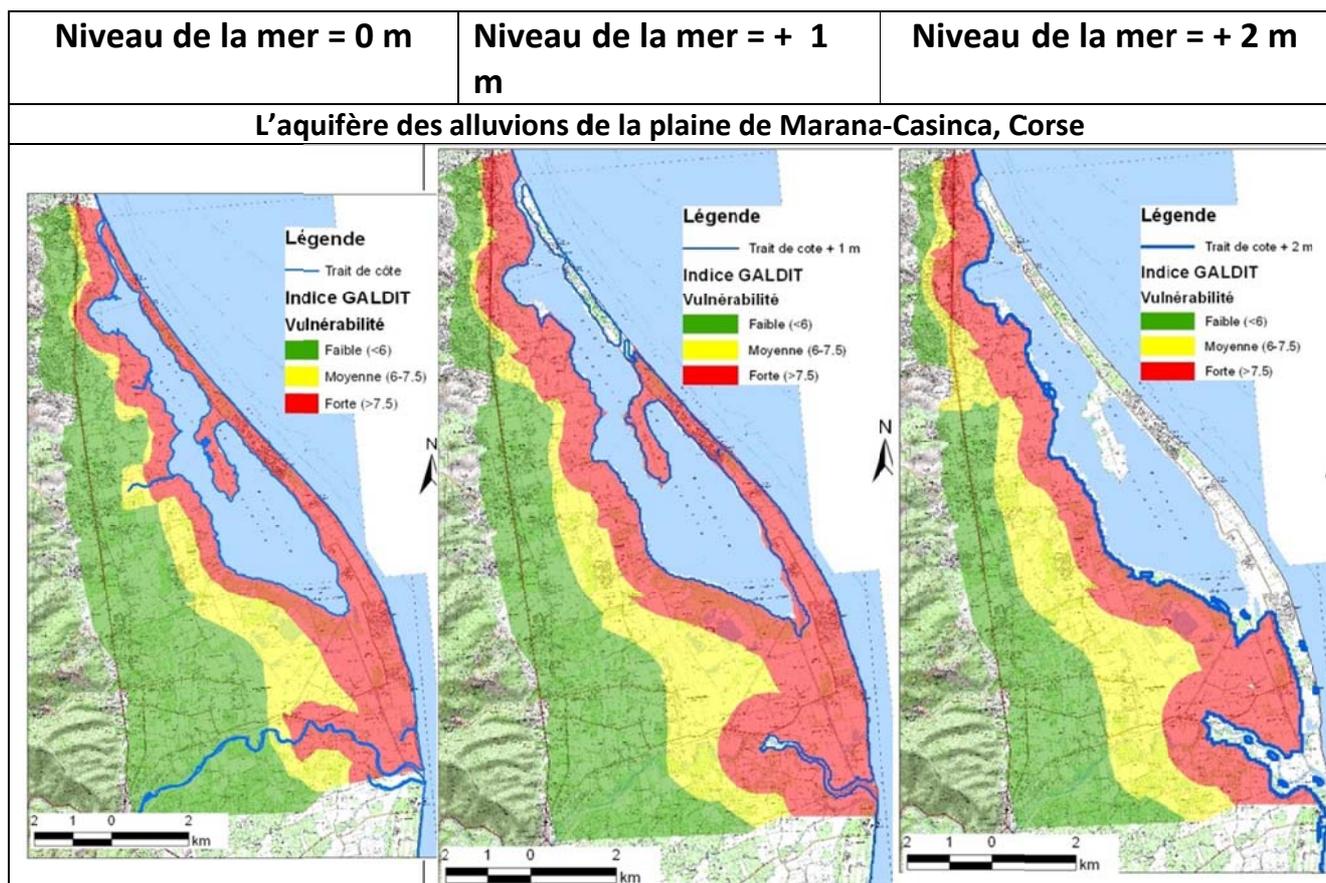


Illustration 3 : Cartes de la vulnérabilité de l'aquifère des alluvions de la plaine de Marana-Casinca en Corse aux intrusions salines

Mots clés : Aquifères côtiers, France Métropolitaine, changement climatique, intrusion saline, vulnérabilité, modélisation hydrodynamique, montée du niveau marin

Etude de la salinisation des aquifères côtiers en milieu volcanique insulaire : cas de l'île de La Réunion

Julien Bonnier

Office de l'eau Réunion
jbonnier@eaureunion.fr

I. Introduction

En contexte insulaire, les aquifères littoraux sont en équilibre avec l'eau de mer. Cette dernière pénètre à l'intérieur des terres par effet de densité. Le niveau de la mer constitue donc le niveau de base des aquifères côtiers et peut également affecter les écoulements souterrains par les effets de marée et de fortes houles.

Les prélèvements par forage dans ce type de milieu sont susceptibles de modifier l'équilibre eau douce/eau salée ce qui peut devenir le facteur limitant à l'exploitation lorsque les précipitations sont insuffisantes une partie de l'année. De plus, étant donné que les intrusions salines augmentent la densité de l'eau et donc la piézométrie, il serait possible de voir se dégrader un aquifère sans diminution de la charge piézométrique. Sans prendre en compte ce paramètre, il est donc difficile de statuer sur l'état d'une masse d'eau ou de définir des seuils sécheresse.

Il est donc fondamental de connaître à un pas de temps fin les variations de ces interfaces dans le temps et dans l'espace afin d'identifier et de pondérer les paramètres qui contrôlent ces fluctuations. Cette démarche doit être menée dans différents contextes géologiques, climatiques et géographiques sur des secteurs exploités et d'autres naturels. In fine, ce projet de recherche devrait permettre de définir des indicateurs de suivi des aquifères côtiers et d'apporter aux gestionnaires des éléments concrets pour réduire au maximum l'impact de leur exploitation sur la ressource en eau.

II. Interprétations des données de diagraphie de conductivité

La valorisation des données existantes a été réalisée dans le rapport BRGM RP-59049-FR (mars 2011) intitulé "*Montée du niveau marin induite par le changement climatique : conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers de la Réunion*". Cette partie est essentiellement extraite de ce rapport.

L'étude commence par tracer les contours de la zone affectée où des phénomènes d'intrusions salines ont été constatés dans des forages. Elle s'étend du Port à Saint-Philippe.

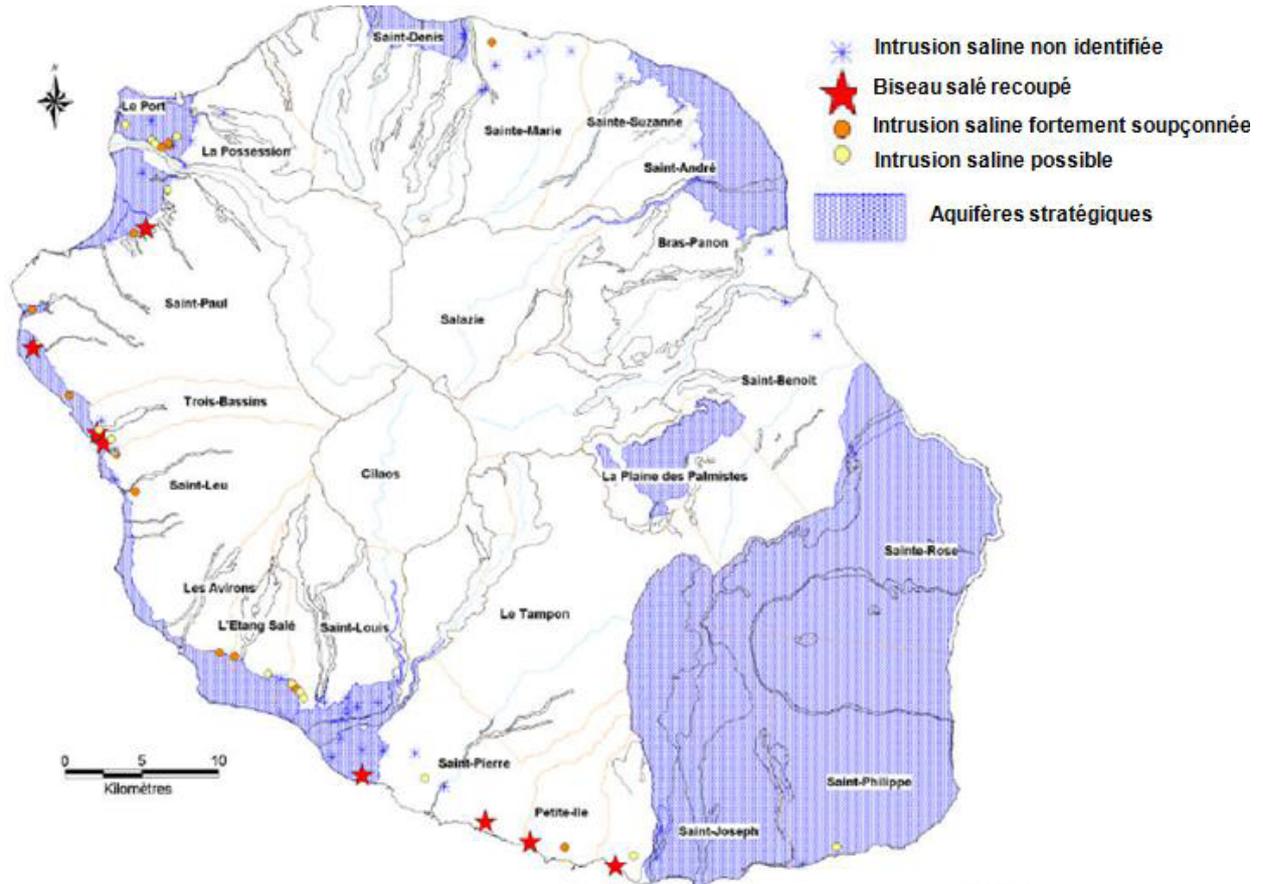


Figure 1 – Secteurs concernés par les phénomènes d'intrusion saline

Dans son rapport, le BRGM a analysé les données de diagraphie de conductivité collectées par l'Office de l'Eau. Cela a permis de mettre en évidence une salinisation sur de nombreux piézomètres de la côte Ouest, Sud-Ouest et Sud, entre Le Port et Manapany-Les-Bains : la morphologie de cette zone de salinisation a donc été caractérisée et des corrélations ont été testées afin de comprendre les fortes valeurs de conductivité observées.

La morphologie de la zone de transition entre l'eau douce et l'eau salée diffère d'un piézomètre à l'autre et une classification a permis de mettre en évidence différents types de zones de mélange.

II.1 Interface nette avec augmentation rapide de la conductivité

Une zone d'interface nette entre l'eau douce et l'eau salée avec une valeur maximale de conductivité proche de celle de l'eau de mer pour cinq piézomètres :

- P9 Fond Jardin (16081)
- P1 La Cafrine (45040)
- P6 Hermitage (15027)
- P5 Grande Ravine (16080)
- P11 Syndicat (38078)

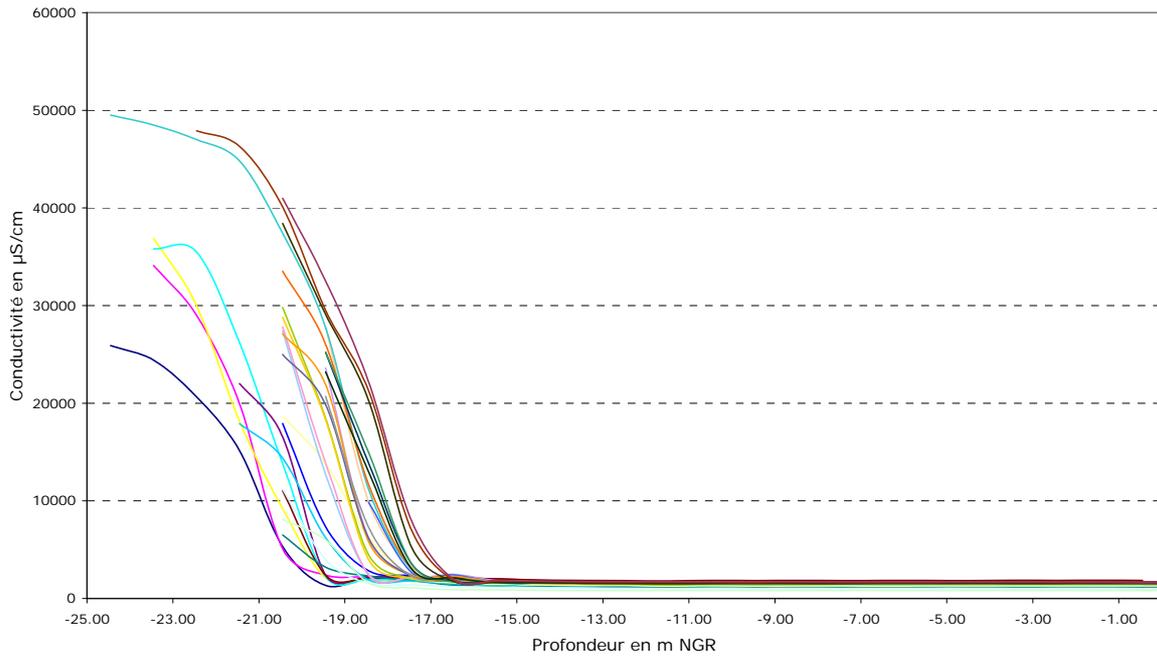


Figure 2 – Exemple d'interface sur le forage P9 Fond Jardin (12266X0081)

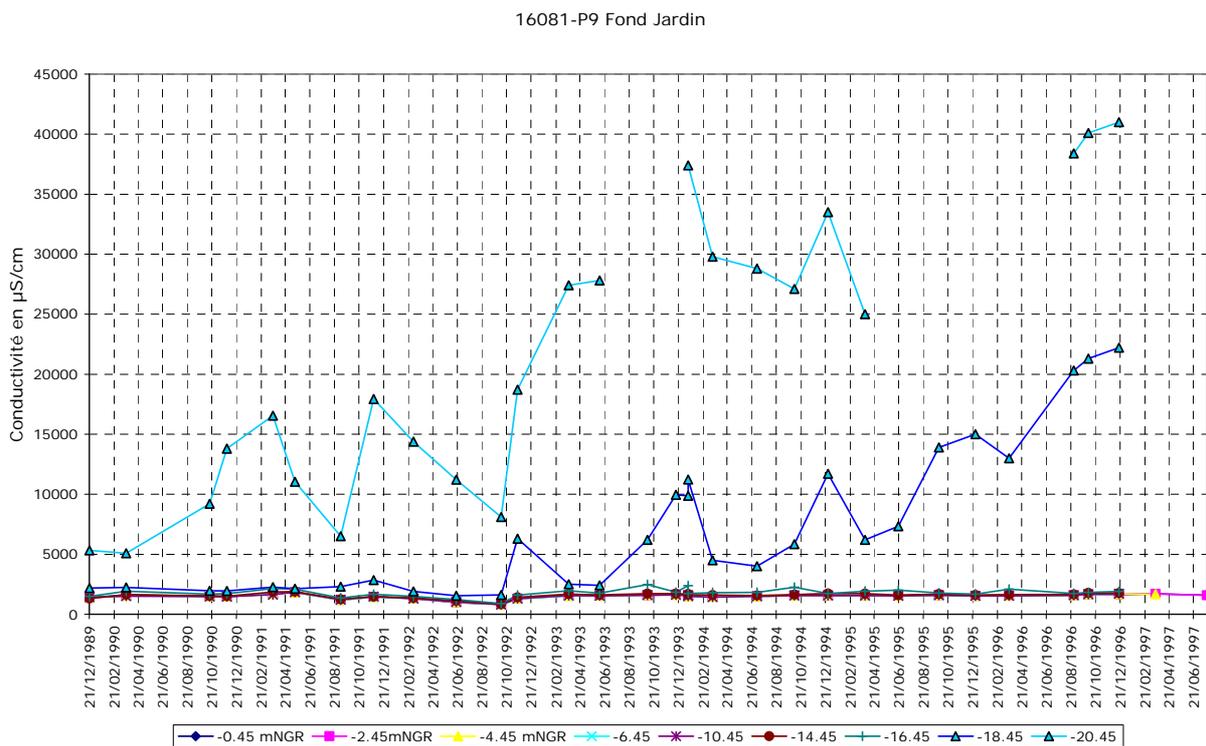


Figure 3 – Evolution temporelle des conductivités au sein du forage P9 Fond Jardin (12266X0081)

Les diagraphies de conductivité réalisées sur le forage P9 Fond Jardin montrent une tendance à l'augmentation des conductivités à -18.45 mNGR et -20.45 mNGR depuis 1993. Cette augmentation est fortement corrélée avec une hausse des prélèvements sur les forages alentours.

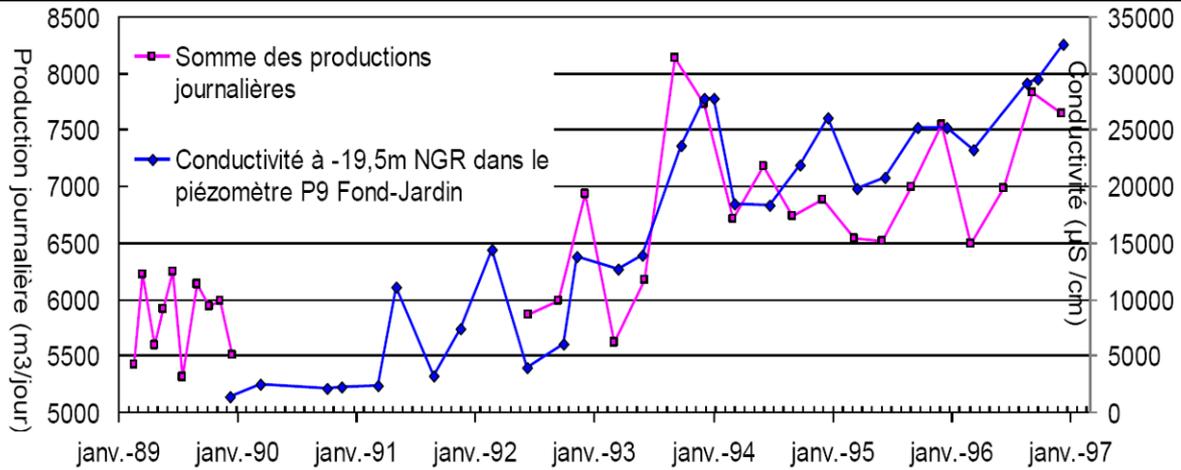


Figure 4 – Relation de la conductivité avec les débits prélevés autour du forage P9 Fond Jardin (12266X0081)

II.2. Augmentation progressive de la conductivité

Sur les autres piézomètres du réseau de suivi, les interfaces mises en évidence par les diagraphies de conductivité sont moins abruptes, plus diffuses et la conductivité augmente progressivement avec la profondeur.

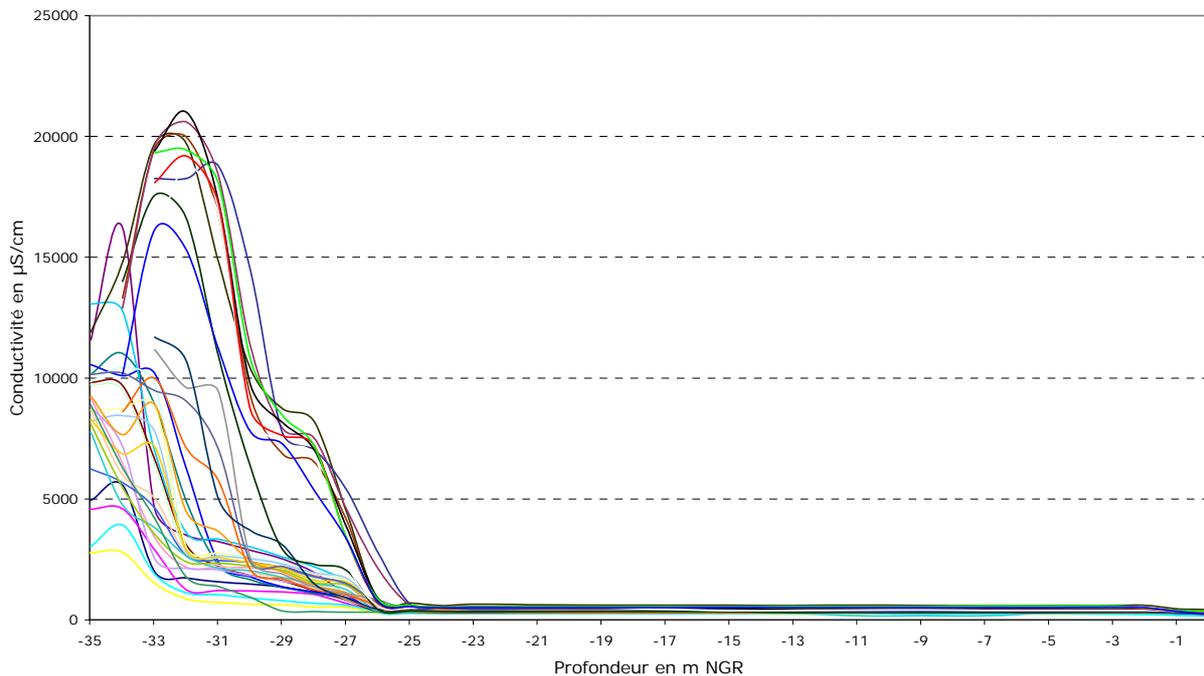


Figure 5 – Exemple d'interface sur le piézomètre Casabona (12288X0082)

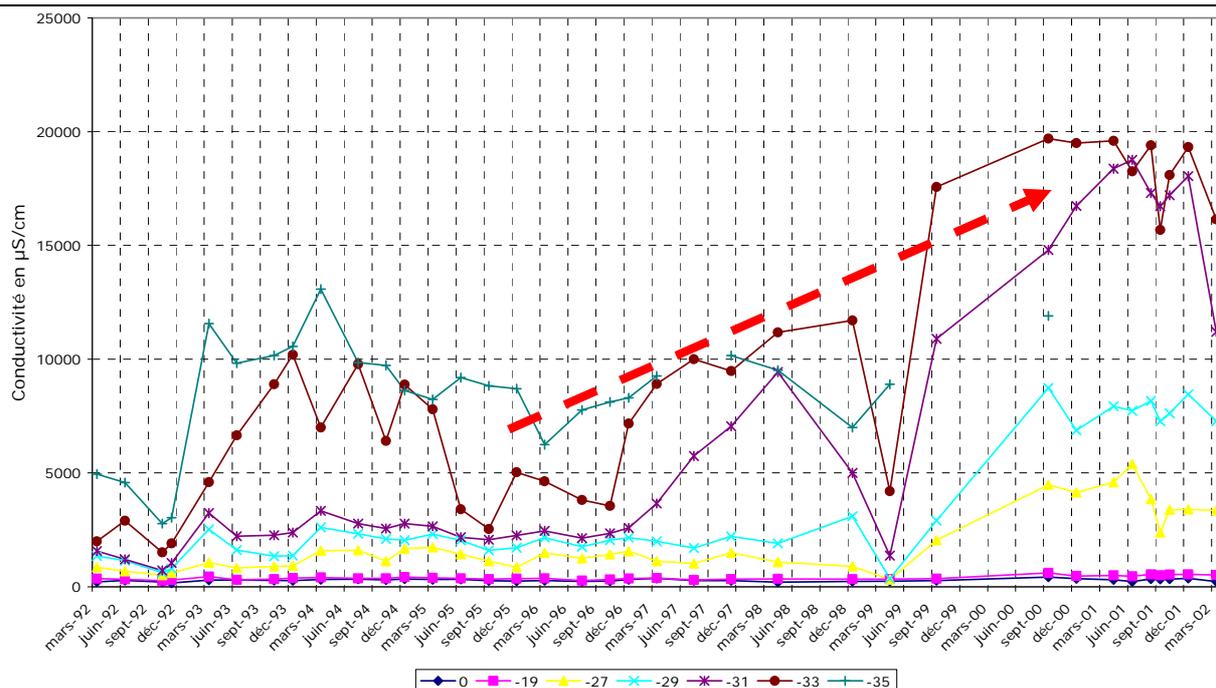


Figure 6 – Augmentation de la conductivité avec le temps sur le piézomètre Casabona (12288X0082)

Comme sur le forage P9 Fond Jardin, une hausse des conductivités est mesurée depuis 1996 sur le forage P16 Casabona. Cette augmentation est également bien corrélée avec la hausse des prélèvements sur les aquifères du secteur.

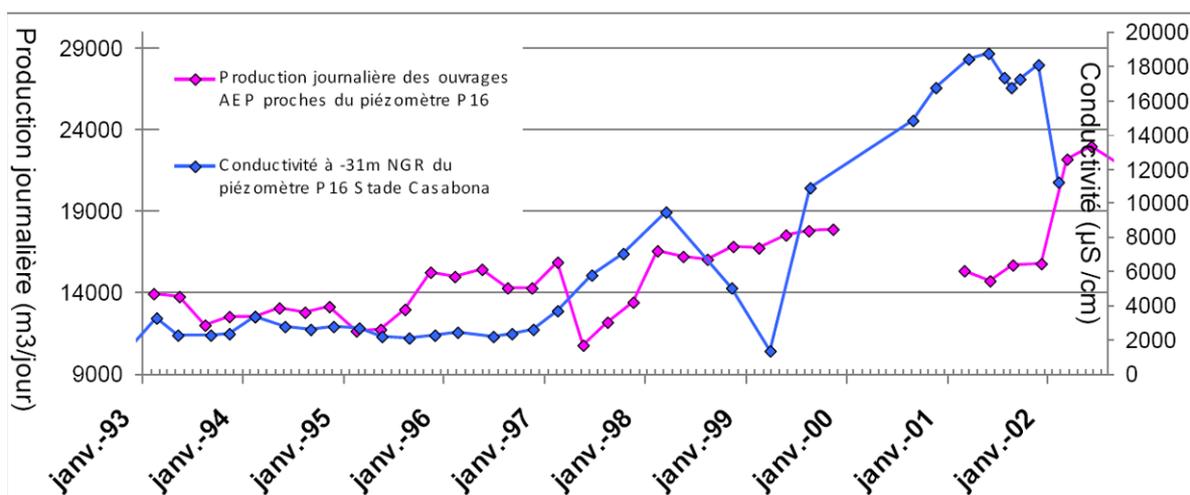


Figure 7 – Relation de la conductivité avec les débits prélevés autour du piézomètre Casabona (12288X0082)

L'influence de l'augmentation de l'exploitation des eaux souterraines sur les variations de la conductivité a été mise en évidence pour deux piézomètres à Trois-Bassins (Forage P5 Grande Ravine et P9 Fond Jardin), soupçonnée à Saint Pierre sur les piézomètres P12 Aérogare Chemin des Pêcheurs et P16 Stade Casabona et au Port à P3 Sacré Cœur. Cependant il n'apparaît pas qu'elle modifie la forme de l'interface et son épaisseur. Ce phénomène apparaît comme étant ponctuellement réversible.

III. Mise en œuvre d'un programme d'étude des phénomènes de salinisation

III.1. Objectifs du programme

Le programme vise à une meilleure compréhension de la dynamique de la salinisation en milieu volcanique insulaire. La mise au point d'outils et de méthodologies de mesure permettra d'une part d'améliorer l'état des connaissances des aquifères volcaniques et d'autre part de fournir des éléments pour la gestion durable des eaux souterraines.

Le programme s'articule autour de quatre axes principaux :

- **Axe 1** : Caractériser la variabilité spatiale et temporelle des interfaces eau douce / eau salée
- **Axe 2** : Déterminer la dynamique de salinisation des aquifères exploités en identifiant les différentes contributions recharge / marée / pompage
- **Axe 3** : Modéliser la dynamique de salinisation selon différentes échelles
- **Axe 4** : Définir des indicateurs de gestion durable des ressources en eau tenant compte des phénomènes de salinisation des masses d'eau côtières

Cinq sites pilotes ont été identifiés, ils seront instrumentés en 2012 et 2013 :

1. Site 1 : De la commune du Port à l'étang de Saint-Paul,
2. Site 2 : La Saline
3. Site 3 : Saint-Leu / Grande Ravine
4. Site 4 : Etang-Salé / Le Gol
5. Site 5 : Pierrefonds / Saint-Pierre

III.2. Evolution du réseau de mesure

En 2011, l'Office de l'eau Réunion se base sur des analyses physico-chimique, des analyses spécifiques des concentrations en ions chlorures et sur des diagraphies de conductivité pour étudier la salinisation des aquifères littoraux réunionnais.

Ce réseau est composé de :

- 27 points de mesures des concentrations en éléments majeurs ;
- 29 points de mesure des concentrations en chlorures ;
- 23 points de suivi par diagraphie de conductivité.

La fréquence de mesure par diagraphie de conductivité est trimestrielle. Ceci constitue la principale limite de l'analyse actuelle puisqu'il n'est pas possible d'analyser plus finement les signaux et de voir les variations journalières des interfaces mises en évidence par les diagraphies. Or, pour définir des indicateurs destinés à caractériser l'état des masses d'eau ou pour définir l'impact d'une sécheresse sur les masses d'eau, il est nécessaire de comprendre ce qui contrôle les mouvements de l'interface et de définir comment ces pulsations influencent la charge piézométrique.

Pour cette raison, le principal complément à apporter au réseau existant est l'ajout de sites de mesure en continu des variations de la conductivité au niveau des principales interfaces visibles dans les forages (cf. figures partie 1). Ainsi, sur la base de l'interprétation des données disponibles et de l'analyse de l'environnement des différents secteurs (hydrogéologie, exploitation, littoral), **41 points ont été identifiés pour un suivi des conductivités en continu à des profondeurs fixes.**

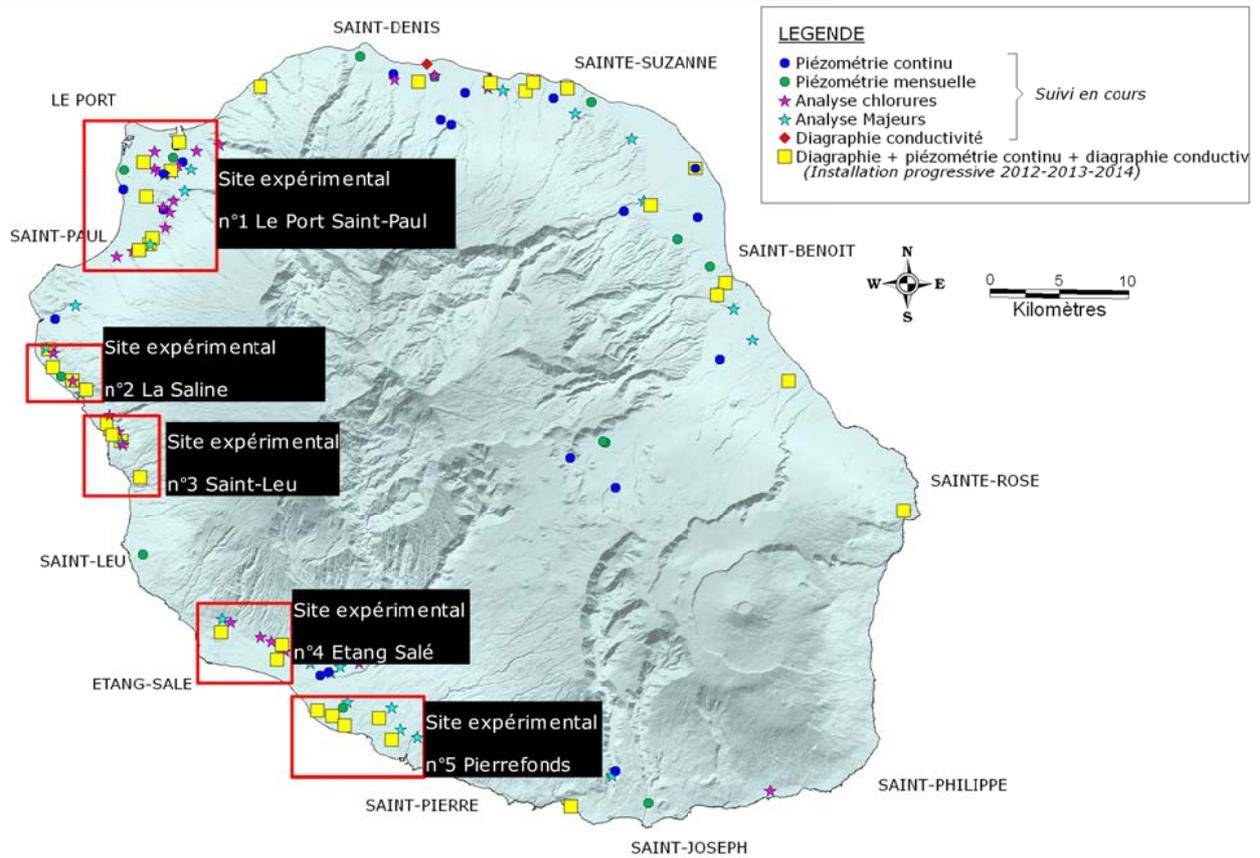


Figure 8 – Présentation du réseau d'étude de la salinisation des aquifères côtiers

L'aquifère des sables de la presqu'île de Dakar (Sénégal): état de la ressource et impacts anthropiques

JC. Comte^(1,2), O. Banton⁽³⁾, S. Sambou⁽⁴⁾, Y. Travi⁽³⁾, I. Ouédraogo⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Queen's University Belfast ; ⁽²⁾ HYDRIAD ; ⁽³⁾ Laboratoire d'Hydrogéologie – UMR EMMAH, Université d'Avignon ; ⁽⁴⁾ Laboratoire d'Hydraulique, Université Cheikh Anta Diop de Dakar
j.comte@qub.ac.uk

La presqu'île de Dakar au Sénégal abrite près de 2,5 millions de personnes sur un territoire d'environ 100 km². Autrefois alimentée en eau grâce aux ressources souterraines locales, en particulier la nappe des sables quaternaires, la ville est désormais en majorité desservie par une conduite de 300 km amenant l'eau depuis le Lac de Guiers situé dans la vallée du Fleuve Sénégal. La gestion de la nappe des sables quaternaires n'en reste pas moins un enjeu environnemental et sanitaire pour l'agglomération dont le développement affecte fortement le régime des nappes et a pour conséquence préoccupante une intensification des inondations saisonnières dans les zones basses associées à d'importants débordements des fosses septiques. Les récents travaux de mise à jour de la cartographie hydrogéologique de la Presqu'île ont précisé le fonctionnement hydrodynamique actuel de la nappe, ainsi que ses niveaux de salinisation marine et de contamination agricole. Ces résultats confirment le niveau élevé, actuel et anticipé, de pollution de l'aquifère, renforçant sa condamnation à court et moyen terme pour toute exploitation aux fins de l'alimentation en eau potable. En outre, des investigations hydrogéologiques et géophysiques détaillées dans le secteur très urbanisé de Pikine ont précisé le régime de renouvellement de la nappe et confirmé en particulier l'augmentation significative de la recharge de la nappe due à l'infiltration des eaux usées dans les secteurs urbains. Cette augmentation constitue un facteur important de modification du régime hydrogéologique dont le lien de cause à effet avec l'intensification des inondations saisonnières est fortement suspecté. La gestion de la nappe demeure de ce fait, avec le développement et la gestion de l'assainissement urbain, un enjeu de développement durable dans cette métropole côtière en forte expansion.

I. CONTEXTE REGIONAL ET ETAT DE LA RESSOURCE

La presqu'île de Dakar a fait depuis plus de 50 ans l'objet de nombreuses études hydrogéologiques régionales, la plupart motivées par la recherche et la quantification de ressources en eau souterraine pour l'alimentation de l'agglomération de Dakar [1-2] qui avoisine aujourd'hui les 2.5 millions d'habitants sur une péninsule confinée d'environ 100 km². Le principal aquifère de la presqu'île est constitué par les sables quaternaires [2]. Les sables du Quaternaire ancien constituent l'aquifère infrabasaltique, recouvert par les coulées volcaniques quaternaires des Mamelles (Figure 1). Au-delà de la limite d'extension des coulées, l'aquifère devient libre et forme le système dunaire de Thiaroye, regroupant plusieurs prismes dunaires superposés recouvrant l'isthme de Dakar jusqu'à Saint Louis. Dans la presqu'île de Dakar ce système aquifère repose sur le substratum marneux éocène et affiche une épaisseur moyenne de 50 à 80 m [1].

L'aquifère des sables quaternaires est exploité pour fins d'alimentation en eau potable par deux principaux champs captants dans le secteur de Dakar : (1) le centre de Point B-Mamelles captant la nappe infrabasaltique à hauteur de 4.4 millions de m³/an (année 2007), et (2) le centre de Thiaroye captant la nappe libre des sables à hauteur de 1.8 millions de m³/an (année 2007) [2].

En termes de qualité, le taux de nitrates dans les eaux souterraines atteignait en 2004 un niveau de contamination très élevé [3], dépassant fréquemment les 50 mg/L (Figure 1). D'après de nombreux auteurs, cette contamination est essentiellement d'origine urbaine et liée aux rejets d'eaux mal ou non assainies [3-4-5-6]. Les sables de la presqu'île renferment également de nombreuses cuvettes salines, les « niayes » qui représentent des dépressions évaporatoires à inondation temporaire résultant de l'effet conjugué du ruissellement et de l'affleurement de la nappe. La nappe y étant en relation directe avec l'océan, les niayes constituent des zones privilégiées d'intrusion saline due à l'abstraction d'eau par évaporation. A Pikine en

particulier, la Grande Niaye affiche une altitude négative, jusqu'à environ -3m/nmm et l'évaporation peut y atteindre 2000 mm/an [7-8].

Du fait de la très forte vulnérabilité de la nappe des sables au regard de la contamination urbaine et de l'intrusion marine, l'approvisionnement local en eau souterraine à partir des sables quaternaires a progressivement diminué dans les dernières années [9].

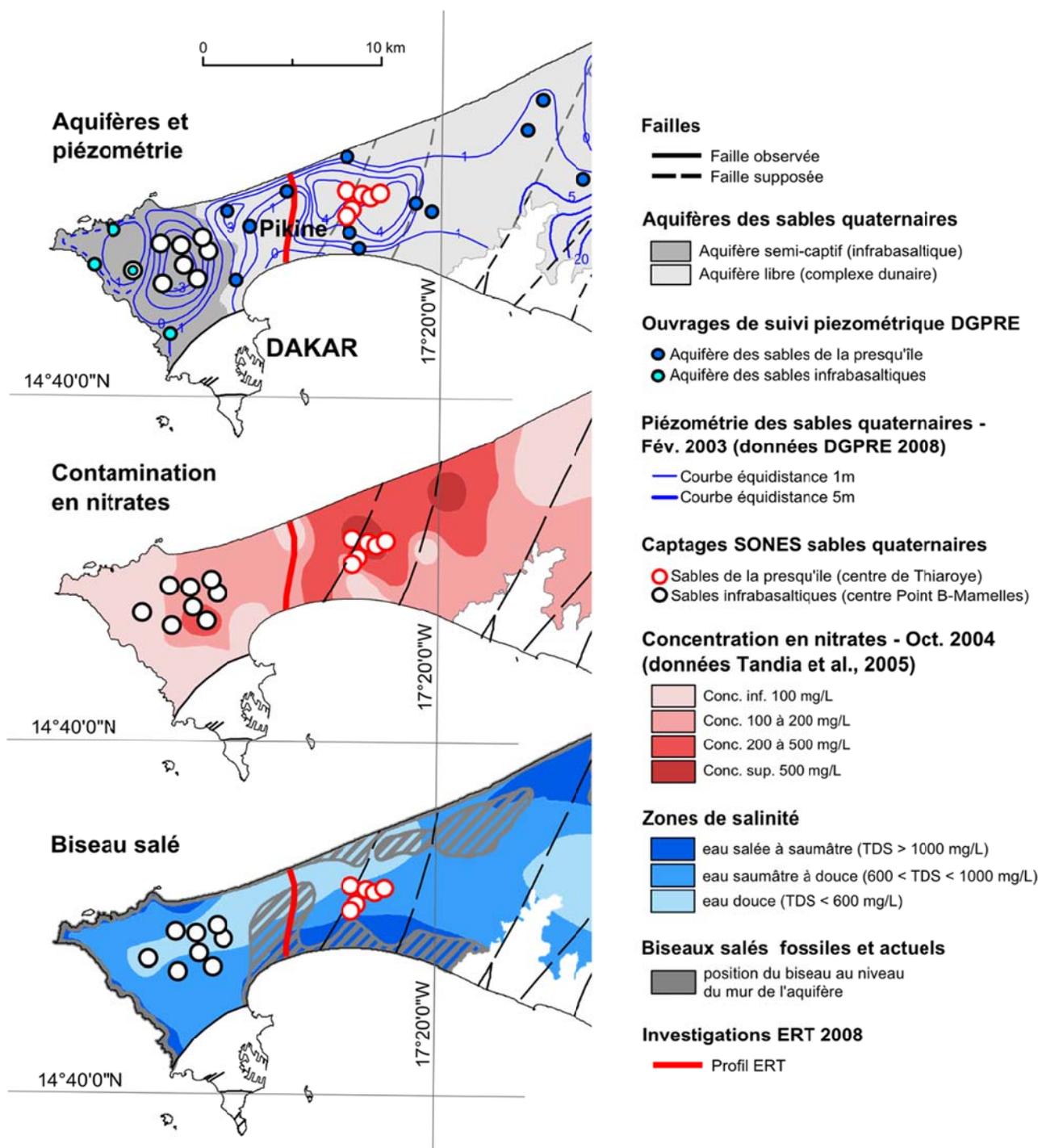


Figure 1 – Aquifères de la presqu'île de Dakar et leur contamination par les nitrates et les intrusions salines. La zone à l'Ouest du méridien 17°20' présente la plus forte urbanisation.

Dans les dix dernières années, il a également été constaté une intensification des inondations durant la saison des pluies, causées au moins partiellement par des remontées et débordements de la nappe au voisinage des niayes [10]. Outre les dommages directs occasionnés par les inondations, ces remontées posent d'importants problèmes sanitaires dans les nombreux quartiers où elles provoquent également les débordements des fosses septiques. La diminution progressive des prélèvements des forages de Thiaroye est un facteur avéré d'aggravation des remontées de nappes et inondations [11-12-13].

Afin de quantifier finement le fonctionnement hydrodynamique de la nappe des sables et des niayes, des investigations géophysiques et hydrogéologiques ont été mises en œuvre dans le secteur de la Grande Niaye de Pikine, secteur très densément urbanisé et parmi les plus touchés par les inondations, la contamination nitratée et la salinisation. Une approche couplant les résultats de la géophysique et un modèle d'écoulement densitaire a été mise en œuvre afin de préciser les phénomènes de recharge et d'évaporation au sein de la nappe des sables et d'éclairer l'impact de l'urbanisation sur le fonctionnement de l'aquifère.

II. RECHARGE NATURELLE, EVAPOTRANSPIRATION ET IMPACT ANTHROPIQUE

Le facteur clé affectant le fonctionnement actuel de la nappe des sables est la modification de la recharge due à l'urbanisation. Les auteurs antérieurs [1-7-9] évaluent la recharge de l'aquifère entre 200 mm/an dans les secteurs non urbanisés (recharge naturelle) et 450 mm/an dans les secteurs urbanisés comme Pikine, soit une augmentation de 125% par rapport à la recharge naturelle. Ces auteurs justifient cette valeur très élevée par les retours importants à la nappe en l'absence de réseau de collecte des eaux usées. Ces 450 mm/an pourraient en effet s'infiltrer dans les secteurs où l'infiltration est rapide et où la reprise évaporatoire est nulle, comme par exemple dans les hautes dunes non végétalisées. Il s'agit donc d'une valeur maximale de recharge. Toutefois, une reprise évaporatoire intervient dans les dunes basses et/ou végétalisées, quand la zone non saturée est peu épaisse (nappe sub-affleurante). Cette reprise diminue la recharge, jusqu'à l'annuler voire la dépasser avec un maximum atteignant annuellement 1850 mm à 2000 mm quand la nappe affleure [7-8]. Ces deux dernières valeurs induisent donc respectivement à une recharge nette de -1400 à -1550 mm/an.

Les travaux précédents [9] fournissent également des valeurs de reprise évaporatoire en fonction de la profondeur de la nappe. Ces valeurs diminuent de 900 mm/an, pour une nappe située à 25 cm de profondeur, à 1 mm pour un niveau statique situé à 7 m/sol. L'ajustement d'une courbe de régression sur ces données permet de calculer la reprise évaporatoire (RET en mm/an) pour une profondeur donnée de nappe (Figure 2) avec l'équation suivante ($R^2 = 0.999$) :

$$RET = \frac{1}{0.02018564\Delta z^2 + 0.00148047\Delta z + 0.00054054} \quad (1)$$

Où $\Delta z = Z_{sol} - Z_{nappe}$; Z_{sol} correspond à l'altitude du sol et Z_{nappe} à l'altitude de la nappe c'est-à-dire la hauteur piézométrique (en m/nmm). La borne supérieure de l'évapotranspiration, fixée à 1850 mm/an, implique que cette valeur maximale est atteinte à l'affleurement de la nappe, c'est-à-dire pour $\Delta z = 0$ m. La recharge nette RN s'exprime par la différence entre recharge maximale R_{max} et reprise évaporatoire :

$$RN = R_{max} - RET \quad (2)$$

Ainsi calculée, la reprise évaporatoire compenserait la recharge, bornée à 450 mm/an, pour une profondeur de nappe de 25,4 cm, annulant ainsi la recharge nette. Pour une profondeur supérieure, la recharge dépasserait la reprise évaporatoire.

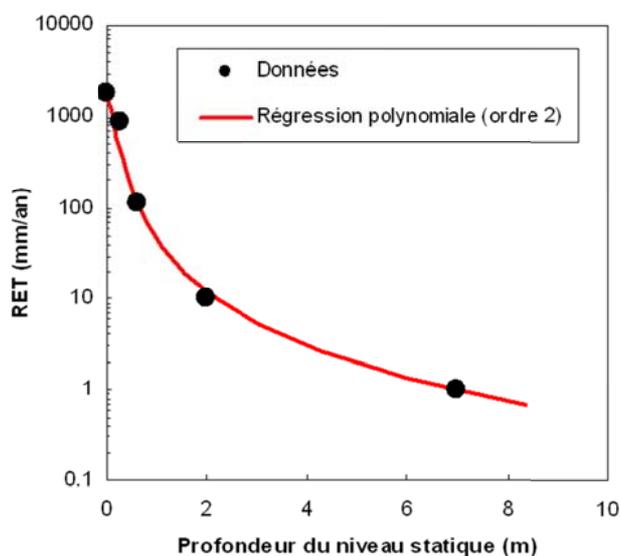


Figure 2 – Diminution de la reprise évaporatoire avec la profondeur de la nappe. Les points noirs correspondent aux données tirées de travaux précédents [7-8-9] et la courbe rouge représente la régression polynomiale appliquée sur ces points (RET=reprise évaporatoire en mm/an).

III. PROSPECTION GEOPHYSIQUE ERT

Une prospection géophysique ERT a été mise en œuvre dans le secteur de Pikine du littoral Sud Nord et recoupant la Grande Niaye. Du fait de l'urbanisation très importante, les investigations n'ont pas pu permettre la réalisation d'un profil continu du Sud vers le Nord (Figure 3), néanmoins, quatre profils en ligne ont été levés, totalisant une longueur cumulée de 3465 m. L'acquisition a été réalisée avec le dispositif Wenner-Schlumberger pour un espacement inter-électrode de 5 m. L'inversion des données de résistivités apparentes a été effectuée par RES2DINV avec application de la contrainte L1-normée qui permet la restitution d'interfaces nettes et d'ensembles homogènes.

L'interprétation combinée des profils permet d'extrapoler la géométrie des ensembles hydrogéologiques (Figure 3), en particulier (1) le contact entre l'aquifère et son substratum, conforme aux connaissances existantes [1] et (2) l'interface eau douce/saumâtre – eau salée. Pour cette interface, les modèles géo-électriques soulignent la discontinuité des lentilles qui ne se développent qu'au niveau des dômes topographiques, c'est-à-dire dans les zones où la nappe est suffisamment profonde pour que la recharge domine la reprise évaporatoire. Au contraire, dans les zones basses, la nappe sub-affleurante est totalement salinisée du fait d'une évapotranspiration largement prépondérante. Dans le cordon sableux Nord, une lentille de taille significative semble être présente, conformément aux observations précédentes [1], révélée par ses résistivités importantes. Le développement de cette lentille est permis par l'altitude élevée de la dune impliquant une profondeur importante de la nappe (c'est-à-dire une épaisseur importante de la zone non saturée) et donc une recharge élevée autorisée par une évapotranspiration faible. La décharge de cette lentille d'eau douce est identifiable par la présence d'un biseau au pied de l'escarpement dunaire, dans la partie Nord du profil central réalisé dans la niaye.

IV. MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE

Afin de quantifier le renouvellement des lentilles douces/saumâtres, en particulier les phénomènes évaporatoires, un modèle d'écoulement densitaire a été appliqué à l'aide du code SUTRA v2.1 [14]. Le modèle a été structuré en 2D vertical, conformément à la géométrie de l'aquifère (profondeur du substratum imperméable) décrite par les précédents auteurs, et considérant une entité aquifère unique et homogène pour l'ensemble des sables quaternaires [1].

Les conductivités hydrauliques horizontales de l'aquifère sableux sont assez homogènes, de l'ordre de 10^{-4} m/s [15-16-9-17], et les conductivités verticales environ 100 fois plus faibles [17]. La porosité efficace affiche une valeur d'environ 20% pour une porosité totale de 35% [18-15-19-1-20-9-17]. Par ailleurs, des

études récentes [20] rapportent pour l'aquifère infrabasaltique des dispersivités longitudinale de 120 m et transversale de 0,6 m. Ce sont les paramètres retenus pour la modélisation. L'océan correspond à une condition aux limites de pression constante, avec une salinité de l'eau de mer de 35,7 g/L [14]. La recharge est appliquée selon les équations (1) et (2) avec une salinité de 200mg/L correspondant au fond hydrochimique régional [2].

Sur le long terme (régime moyen stabilisé), la recharge nette montre d'importantes variations spatiales du Sud au Nord (Figure 4) ; elle est positive sous les cordons dunaires Sud et Nord et atteint la recharge maximale de 450 mm/an, là où la profondeur de nappe est maximale ; elle est minimale dans la vaste zone en dépression centrale, caractérisée par une importante reprise évaporatoire où la nappe est salée et sub-affleurante, c'est-à-dire dans les niaves. Dans ces zones basses, la sursaturation en sel liée à l'évaporation de l'eau est importante (Figure 4), atteignant en moyenne 1,5 mg sel/m²/s, soit environ 53 g/m²/j c'est-à-dire près de 20 kg sel/m²/an. Si la totalité de ce sel précipitait, cela constituerait chaque année une croûte saline d'une épaisseur de l'ordre du cm.

En régime moyen stabilisé, la piézométrie calculée montre deux dômes coïncidant avec les cordons littoraux Nord et Sud, séparés par une dépression piézométrique centrale (Figure 4). Sous le cordon Sud, la piézométrie est faible (au maximum 20 cm/nmm) alors que sous le massif dunaire Nord, elle atteint 1,3 m/nmm. Dans la niave, la dépression piézométrique est d'au moins 2,7 m sous le niveau marin. Du fait des variations spatiales importantes de la recharge nette dues à la variation de la topographie, la piézométrie montre dans la niave une succession de dômes et creux correspondant respectivement aux zones hautes et zones basses.

V. COUPLAGE ENTRE LES MODELES GEOPHYSIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES

Une relation hydro-pétrophysique peut être établie entre les résistivités du modèle géo-électrique et les salinités du modèle hydrogéologique grâce à la combinaison des lois d'Archie et de Hem et Arps (voir [21]). L'utilisation de la loi d'Archie est justifiée par la teneur négligeable en particules argileuses des sables de la presqu'île. La porosité est prise à 30 %, soit une valeur intermédiaire entre la porosité efficace de 20 % et la porosité totale de 35 %, considérant que tout le milieu poreux ne participe pas à la propagation du courant électrique. Le coefficient de cimentation est fixé à 1,45 d'après les données existantes pour les sables quartzueux typiques [22]. La température de la nappe est fixée constante à 30 °C [17].

Les résultats du modèle de résistivité et ceux du modèle hydrogéologique sont cohérents entre eux (Figure 3, section du haut). De manière générale, le modèle d'écoulement densitaire (Figure 3, section du bas) reproduit des lentilles d'eau douce (de salinité inférieure à 800 mg/L) et saumâtre (de salinité comprise entre 0,8 et 5 g/L) dont la distribution et la morphologie sont assez semblables aux zones résistantes mises en évidence sur les profils géo-électriques (Figure 3).

Dans la dépression centrale de la niave la reprise évaporatoire domine très largement la recharge, impliquant un développement très limité des lentilles douces/saumâtres et une très large prédominance de l'eau salée. Cette eau salée a une double origine : d'une part le mouvement intrusif de l'eau de mer en provenance de l'océan au Nord et au Sud, circulant dans les niveaux inférieurs de l'aquifère (sous les lentilles des cordons littoraux), et dont le prélèvement évaporatoires dans la niave constitue l'élément moteur ; d'autre part l'enrichissement en sel des niveaux superficiels de la nappe du fait de l'évaporation et la descente gravitaire de l'eau sur-salée. Dans les secteurs les moins déprimés de la niave, telles les petites buttes, l'existence d'une faible recharge permet le développement de petites lentilles saumâtres, conformément aux résultats de la géophysique.

Les principales différences observées dans la restitution de la structure et les dimensions des lentilles, qui apparaissent dans l'ensemble notablement plus développées dans les simulations hydrogéologiques qu'obtenues par imagerie géophysique, peuvent vraisemblablement s'expliquer en majeure partie par (1) une surestimation à la fois de la recharge maximale dans les secteurs dunaires moins urbanisés et de la reprise évaporatoire maximale dans les secteurs d'affleurement de nappe ; et (2) le régime de simulation du modèle d'écoulement densitaire, qui ne tient pas compte du caractère transitoire des conditions aux limites, en particulier la recharge et l'évaporation, alors que les investigations géophysiques ont été réalisées en fin de saison sèche. Une validation supplémentaire du modèle hydrogéologique pourrait

également être apportée par l'analyse chimique des eaux souterraines, pour lesquelles il serait en particulier possible de différencier d'eau salée venant de l'infiltration de celle venant de l'eau de mer en couplant l'analyse du rapport Cl/Br avec celles des teneurs en ^{18}O .

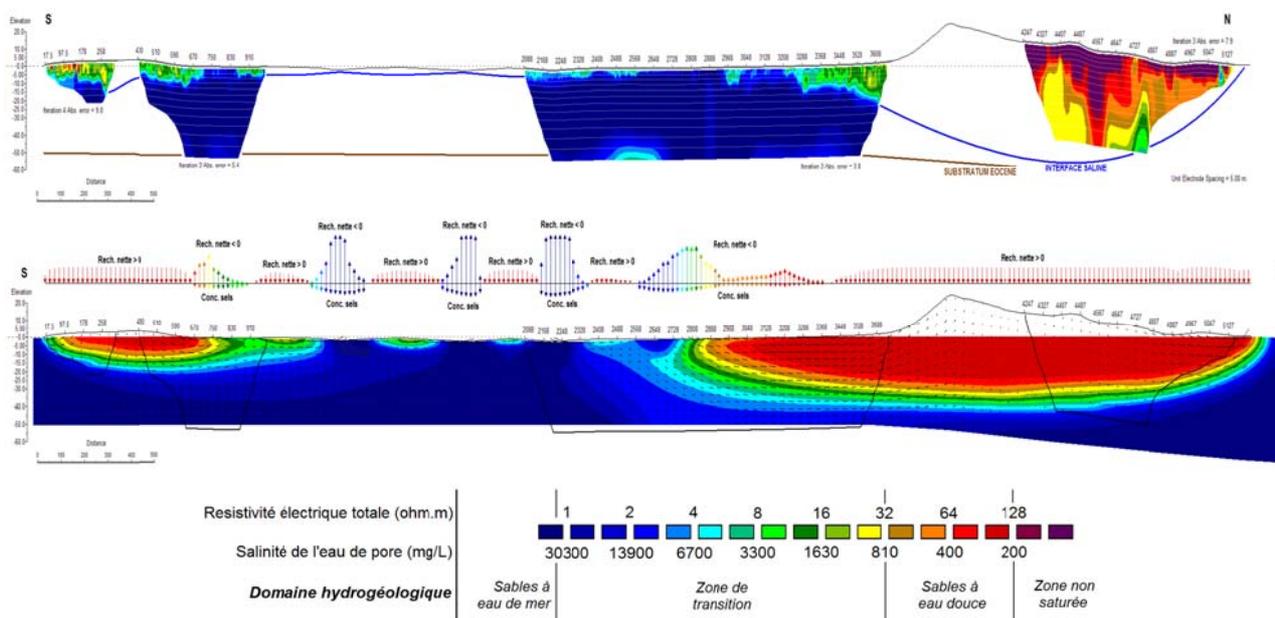


Figure 3 – Comparaison des sections ERT inversées (section du haut) et des résultats du modèle d'écoulement densitaire 2D (section du bas)

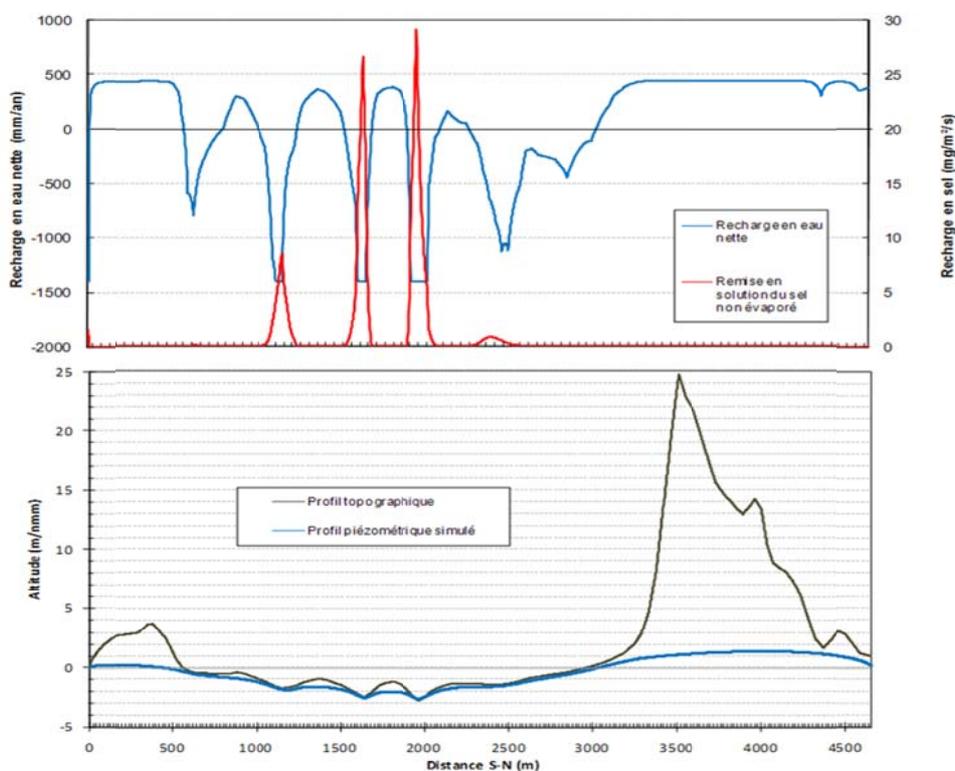


Figure 4 – Evolution sur le profil Sud-Nord du flux de recharge nette, du flux de sel remis en solution (graphique du haut), de la piézométrie simulée et la topographie (graphique du bas).

VI. DISCUSSION ET CONCLUSIONS

La nappe des sables quaternaires de la presqu'île de Dakar est un exemple de nappe très vulnérable soumise à une forte pression anthropique, représentative de nombreuses métropoles côtières. Outre les importants niveaux de contamination atteints, en particulier la pollution par les nitrates d'origine anthropique, les eaux douces montrent un équilibre fragile avec les eaux salées marines. Un des impacts très significatif de l'urbanisation est une augmentation de la recharge de la nappe atteignant probablement 400 mm/an soit environ le double de la recharge naturelle. Cet excès de recharge est constitué d'eaux usées contaminées responsables de la forte pollution par les nitrates. Sur l'agglomération de Dakar, cet excès de recharge, considérant 200 mm/an, totaliserait environ 20 millions de m³/an, un volume qui n'est pas compensé par les prélèvements des forages infra-basaltiques et de Thiaroye, totalisant pour leur part 6.2 millions de m³/an (en 2007), soit tout juste le tiers. Bien que favorisant le développement des lentilles d'eau douce dans les cordons dunaires, les impacts de cet excès de recharge de l'aquifère se matérialisent aussi sous la forme d'une augmentation de la reprise évaporatoire dans les zones basses et donc de leur salinisation accrue, mais surtout d'une intensification des inondations et des remontées de nappe impactant directement l'assainissement urbain, en particulier par les débordements occasionnés des fosses septiques. A titre d'exemple, de récentes études menées dans le secteur de Thiaroye [11-12] ont montré l'impact négatif de la diminution des pompages sur les inondations et remontées de nappes. Ces forages, malgré leur niveau de contamination les rendant aujourd'hui impropres à la consommation ont été remis en service récemment pour fins d'irrigation agricole, de même que pour minimiser les inondations et remontées de nappes [12-23]. Cet exemple montre l'équilibre fragile et la forte vulnérabilité des nappes dans les zones côtières urbaines constituant par ailleurs un risque sérieux affectant à la fois les constructions et la santé humaine lorsque l'urbanisation n'est pas accompagnée rapidement d'une mise en place de systèmes de collecte d'eaux usées et d'assainissement.

Remerciements

Certaines parties de ce travail ont été réalisées grâce à l'appui du projet européen PASMI, du groupement GEOTER-BRGM-Université Avignon et des étudiants de Master du Département d'Hydraulique de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar. Les données de prélèvements des forages AEP ont été fournies par B. Diakhaté (SONES).

Références bibliographiques

- [1] Martin A., 1970 – Les nappes de la presqu'île du Cap-Vert (République du Sénégal) : Leur utilisation pour l'alimentation en eau de Dakar, *Notice et cartes hydrogéologiques 1/50 000*, BRGM, France.
- [2] Comte J.C., Banton O., Travi Y., 2009 – Chapitre Hydrogéologie, In: Roger J., Banton O., Barusseau J.P., Castaigne P., Comte J.C., Duval C., Nehlig P., Noël B.J., Serrano O., Travi Y. (Eds.), *Notice explicative de la cartographie multi-couches à 1/50 000 et 1/20 000 de la zone d'activité du Cap-Vert*, Min. Mines Indu. PME, Dir. Mines Géol., Dakar, 245 p.
- [3] Tandia A.A., Deme I., Sarr M., 2005 – Aquifère superficiel et pollution urbaine en Afrique, Rapport final du Sénégal, Doc. Dépt. Géol. UCAD, Rép. Sén., Dir. Gest. Planif. Ress. Eau, UNEP/UNESCO/UN-HABITAT/ECA, 52 p.
- [4] Cisse Faye S., Faye S., Wohnlich S., Gaye C.B., 2004 – An assessment of the risk associated with urban development in the Thiaroye area (Senegal), *Environmental Geology*, 45(3), 12-322.
- [5] Diedhou M., Cisse Faye S., Diouf O.C., Faye S., Faye A., Re V., Wohnlich S., Wisotsky F., Schulte U., Maloszewski P., 2011 – Tracing groundwater nitrate sources in the Dakar suburban area: an isotopic multi-tracer approach, *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.8172.
- [6] Re V., Cisse Faye S., Faye A., Faye S., Gaye C.B., Sacchi E., Zuppi G.M., 2011 – Water quality decline in coastal aquifers under anthropic pressure: the case of a suburban area of Dakar (Senegal), *Environmental Monitoring and Assessment*, 172, 605-622.
- [7] Vallet P., 1972 – Approvisionnement en eau et assainissement de Dakar et ses environs, Etude des eaux souterraines, Tome II : Etude hydrogéologique de la nappe des sables quaternaires, Rapp. OMS, Projet Sénégal 3201, 139 p.
- [8] Dasylyva S., 2001 – Les bas-fonds des sables dunaires de la région de Dakar : Potentialités agricoles et contraintes urbaines, Thèse, Univ. Paris 1, Paris, France.
- [9] ANTEA-SENAGROSOL, 2003 – Projet Eau à Long Terme: Etude d'impact de l'arrêt des forages de Thiaroye sur les zones basses, Modélisation de la nappe, Phase A, Rapp. A27499/C, 77 p.

-
- [10] Wade S., Faye S., Dieng M., Kaba M., Kane N.R., 2009 – Télédétection des catastrophes d'inondation urbaine : le cas de la région de Dakar (Sénégal), Journées JAS09 de l'AUF, Alger, 7 p.
- [11] ANTEA-SENAGROSOL, 2004 – Projet Eau à Long Terme : Etude d'impact de l'arrêt des forages de Thiaroye, Modélisation des scénarios d'arrêt, Evaluation des impacts hydrogéologiques, Phases B-C, Rapp. A33129/A, 73p.
- [12] Urbanistes Sans Frontières International (2009), Programme de mitigation des inondations de Thiaroye, Dossier diagnostic, Octobre 2009, 35 p.
- [13] Ouédraogo I., 2009 – Contribution à l'étude hydrodynamique de la nappe du littoral dans la banlieue de Dakar, Mémoire de DEA, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 95 p.
- [14] Voss C.I., Provost A.M., 2008 – SUTRA: A model for saturated-unsaturated, variable-density ground-water flow with solute or energy transport, Ver. 2.1., USGS Water-Resources Investigations Rep. 02-4231, Reston, USA.
- [15] Debuissou J., 1965 – Analyse des facteurs régissant les contacts eaux douces-eaux salées dans les sables de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar), Campagne 1964, Mise en place du dispositif d'observation et étude des fluctuations en équilibre naturel, BRGM, Rapp. DAK-65-A-10, 39 p.
- [16] Henry J.L., 1972 – Etude sur modèle mathématique du système aquifère de la presqu'île du Cap-Vert, Rapp. Fin., GEOHYDRAULIQUE/OMS, 114 p.
- [17] Cabinet Merlin, 2005 – Mobilisation de ressources en eau alternatives pour l'irrigation dans la région de Dakar : Etude d'avant-projet détaillée, Rapport principal des phases 1 et 2, Tome 2/4 Rapport Hydrogéologique, M 070610/CJ, 76 p.
- [18] Moussu H., Debuissou J., 1966 – Etude expérimentale d'un équilibre eaux douces – eaux salées, sur le rivage maritime de Malika, près Dakar (Sénégal), *Bull. BRGM*, 1, 57–65.
- [19] Debuissou J., 1970 – La nappe aquifère du cordon dunaire de Malika (Sénégal), *Bull. BRGM*, 2e sér., sec. III, n°3, 148–161.
- [20] Faye S., Niang Diop I., Cisse Faye S., Evans D.G., Pfister M., Maloszewski P., Seiler K.P., 2001 – Seawater intrusion in the Dakar (Senegal) confined aquifer: calibration and testing of a 3D finite element model, *In: Seiler K.P., Wohnlich S. (Eds.), New Approaches to Characterizing Groundwater Flow*, 1183–1186, Swets & Zeitlinger, Lisse.
- [21] Comte J.C., 2008 – Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers, Application à trois contextes climatiques contrastés (Canada, Nouvelle Calédonie, Sénégal), Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 200 p.
- [22] Friedman S.P., Robinson D.A., 2002 – Particle shape characterization using angle of repose measurement for predicting the effective permittivity and electrical conductivity of saturated granular media, *Water Resources Research*, 38(11), 1236.
- [23] Conseil des Ministres du 11 mai 2011 – Réactivation des forages de Thiaroye, République du Sénégal.

Faire face à la salinisation et à la contamination des aquifères côtiers dans le contexte des changements environnementaux planétaires et sociétaux : Approches géochimique et isotopique appliquées aux ressources en eau de Recife (Brésil)

**E. Petelet-Giraud¹, L. Cary¹, H. Pauwels¹, W. Kloppmann¹, L. Aquilina², S.
Montenegro³, R. Hirata⁴ et la COQUEIRAL team.**

¹ BRGM, 3 av. C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

² CAREN Univ. Rennes 1 - Campus de Beaulieu - a. du Gal Leclerc, Bâtiment 15B, 35042 Rennes

³ UFPE, Civil Engineering Department, 50740 Recife, Brésil

⁴ USP, Instituto de Geociências - Rua do Lago, 562 ; Butantã - 05508-080 Sao Paulo, Brésil

En raison d'une pression démographique croissante, la région métropolitaine de Recife a subi d'importants changements d'utilisation des terres et de l'eau au cours des dernières décennies. Ces évolutions ont notamment généré une baisse spectaculaire des niveaux piézométriques, la salinisation et la contamination des eaux souterraines. Cette dégradation des ressources naturelles est liée à l'augmentation de la demande en eau, ponctuellement amplifiée par des périodes de sécheresse qui ont conduit à la construction de milliers de puits privés. La région de Recife apparaît ainsi comme un «point chaud» typique illustrant les problèmes des pays émergents tels que l'urbanisation, la répartition inégale de la richesse, la faiblesse des structures décisionnelles, les rapides développements industriel et touristique, induisant des pressions fortes sur les ressources en eau (quantité et qualité) dans le contexte des changements globaux sociétaux et environnementaux. Le projet COQUEIRAL a pour objectif d'étudier l'impact des activités humaines sur les aquifères côtiers surexploités en (1) analysant les pressions sur les ressources en eau souterraine et leurs raisons sociales et structurelles, (2) identifiant les sources et les mécanismes de la dégradation des ressources en eau souterraine en termes de qualité et de quantité, en se concentrant sur les processus physiques et chimiques en tant que vecteurs de la réaction du système aux pressions extérieures et (3) évaluant les impacts des changements globaux sur les ressources en eau à l'échelle régionale.

Un des objectifs du projet est d'élaborer des méthodes pour déterminer l'origine et les processus de salinisation, fondées sur une approche multi-traceurs (géochimie des éléments majeurs et traces et approche multi-isotopiques – $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; $\delta^{11}\text{B}$; $\delta^{34}\text{S}$ & $\delta^{18}\text{O}$ de SO_4), pour identifier les sources et les voies de contamination, et pour évaluer le temps de séjour des eaux dans le système aquifère (gaz dissous CFC-SF6). Sur la base des contraintes dérivées de cette approche, des modèles hydrogéologiques conceptuel et numérique tridimensionnel seront élaborés pour appréhender le fonctionnement du système aquifère dans son contexte sociétal et sous l'influence de son environnement.

Dans le but d'améliorer les outils de gestion existants, les grandes lignes de meilleures pratiques seront proposées, basées sur des scénarios de l'évolution des ressources en eau souterraine issus des scénarios climatiques et sociologiques développés dans le projet. Les résultats obtenus dans le cadre spécifique de la région métropolitaine de Recife sont en grande partie transposables à des contextes similaires de «points chauds» de pressions humaine et climatique sur les ressources en eau souterraine dans les pays émergents.

COQUEIRAL est un projet ANR CEP&S / FACEPE / FAPESP. Il est labélisé par le Pôle de compétitivité DREAM Eaux et Milieux. Equipes partenaires françaises : BRGM, CeRIES Lille 3, CAREN Rennes 1, GEO-HYD, et brésiliennes : UFPE, USP, APAC, CPRM, INPE.

Approche isotopique de l'origine de la minéralisation d'un aquifère karstique côtier méditerranéen

Mahmoud Khaska ¹, Corinne Le Gal La Salle ², Joël Lancelot ²

¹ Laboratoire GIS, CEREGE-UMR 6635, Université de Paul Cézanne (Aix-Marseille III), Europôle
Méditerranéen de l'Arbois 13545. Aix en Provence cedex 04.

² Laboratoire GIS, CEREGE-UMR 6635, Université de Nîmes, Parc Scientifique Georges Besse, 150 rue
Georges Besse, 30035 Nîmes, cedex 1

Résumé

Le long des côtes méditerranéennes, de puissantes séries carbonatées fortement fissurées et karstifiées renferment d'importantes ressources en eau. Ces ressources montrent une vulnérabilité vis-à-vis de la salinisation par des facteurs naturels et/ou anthropiques. Des études antérieures hydrogéologiques et géochimiques effectuées en Languedoc-Roussillon ont mis en évidence, dans les aquifères côtiers, l'influence d'eau marine sur les systèmes karstiques côtiers (Font Estramar, Font Dame dans les Pyrénées Orientales), mais aussi d'eaux thermales (Balaruc dans l'Hérault). Dans les environs de Narbonne, des eaux prélevées dans l'aquifère karstique du massif de la Clape montrent des teneurs en chlore, allant jusqu'à 22 mmol/l et donc supérieures à la teneur en Cl⁻ de référence (1.6 mmol/l) correspondant à celle des précipitations après évapotranspiration. Les rapports Na/Cl et Br/Cl tendent vers ceux de l'eau de mer et suggèrent un mélange avec une eau chargée de type eau de mer.

Par ailleurs, certaines eaux montrent un excès en éléments majeurs (Mg, SO₄, Ca), par rapport à la droite de dilution d'eau de mer qui peut s'expliquer par des interactions eau-roche (e.g la mise en solution de calcite, dolomite, échange cationique) ou des apports anthropiques. Les rapports molaires Mg/Ca, Sr/Ca confirment une interaction eau-roche et un mélange avec un pôle de type eau de mer. En revanche, compris entre 0,7080 et 0,7085, les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mesurés sur l'ensemble des eaux prélevées du massif de la Clape, sont inférieurs au rapport de l'eau de mer actuelle (0,7091) et plus élevés que la composition isotopique en Sr de la matrice carbonatée d'âge Crétacé inférieur - Jurassique supérieur (0,7074). On note qu'à l'échelle régionale, les eaux des karsts côtiers tendent vers la même signature isotopique en Sr. La relation molaire Sr vs Mg et le rapport Mg/Sr vs (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) suggèrent la contribution pour les eaux du massif de la Clape, comme pour d'autres aquifères côtiers en milieu karstique du Languedoc-Roussillon, d'un pôle évolué correspondant à une eau profonde présentant une composante marine..

Mots clés : karst côtier, salinisation, isotopes, mélange, eau profonde évoluée.

Caractérisation des flux et traçage de l'eau au sein des aquifères côtiers méditerranéens anthropisés. Cas du Campo de Cartagena, SE Espagne (CARTAG-EAU)

B. Claude (1) and the CARTAG-EAU TEAM

(1) CEREGE, Europôle de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence, France, claud@cerege.fr

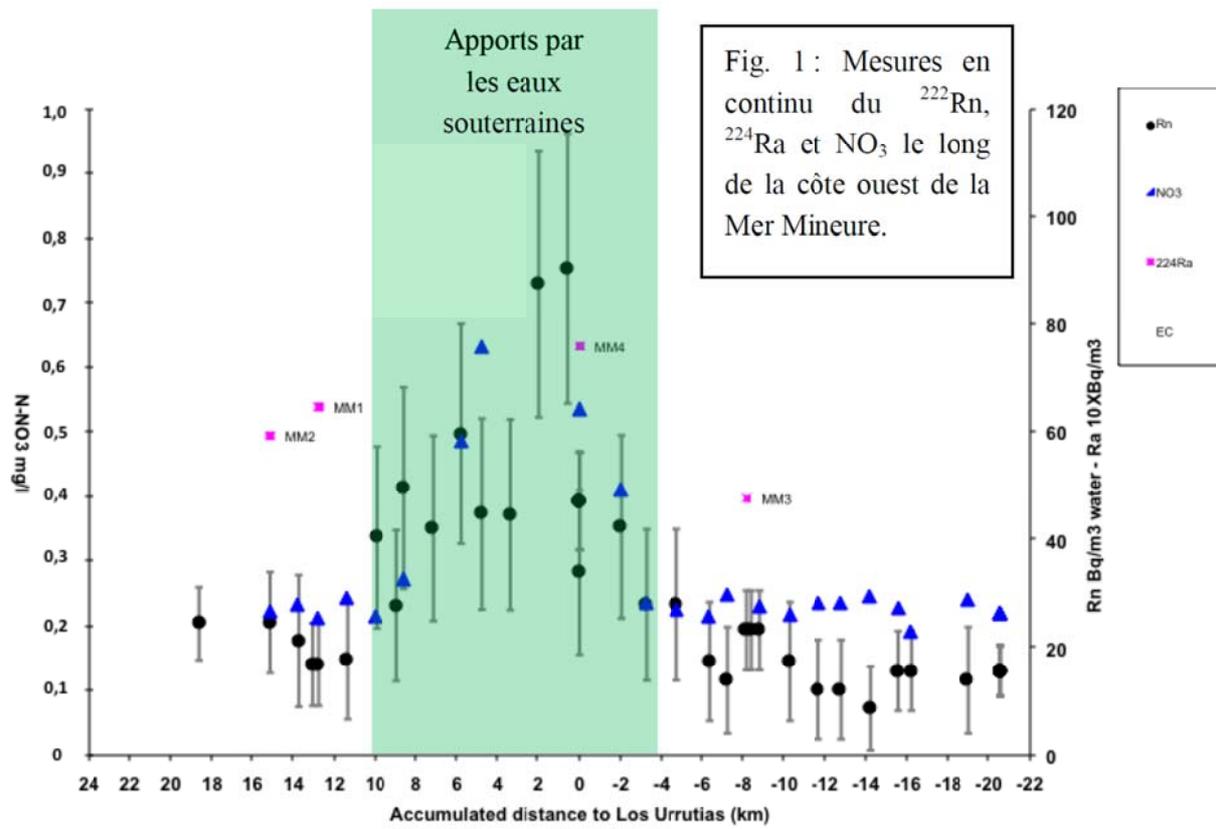
Résumé

Sur le pourtour méditerranéen aride et semi-aride, les eaux souterraines constituent les principales sources d'eau douce, complétant de manière essentielle les eaux superficielles lorsqu'elles existent. Les zones littorales concentrent l'essentiel de la population, de l'industrie et du tourisme et sont aussi les plus facilement exploitables par une agriculture intensive. Le continuel développement de ces activités aboutit souvent à une surexploitation des ressources en eau. Dans la majorité des pays méditerranéens, l'exploitation des eaux souterraines s'est développée à partir d'initiatives privées, avec peu ou pas de planification régionale et un contrôle limité de la part des administrations. La demande en eau méditerranéenne étant très majoritairement le fait de l'agriculture irriguée, les impacts quantitatifs et qualitatifs de l'exploitation agricole d'aquifères littoraux représentent donc un enjeu scientifique important.

Du fait de leur exploitation intensive, la plupart des systèmes hydrogéologiques méditerranéens sont désormais en régime transitoire. Ils réagissent souvent de manière extrêmement dynamique aux perturbations anthropiques, tout autant voire plus (selon les échelles de temps considérées), qu'aux variations climatiques. La recharge des nappes littorales superficielles dépend non seulement des précipitations, mais également de plus en plus des retours d'eau d'irrigation, qui constituent une recharge artificielle significative. Lorsque cette recharge est massive, on peut même observer des modifications hydrologiques majeures : rivières intermittentes devenant permanentes, apparition et/ou extension de zones humides. La dynamique naturelle des flux souterrains est donc profondément altérée en quantité et en qualité. Dans ce contexte, déterminer la sensibilité des masses d'eau souterraines aux modifications des écosystèmes et des conditions limites est un enjeu scientifique majeur.

L'Espagne est probablement l'un des pays méditerranéens le plus extrême en terme d'exploitation des aquifères. L'aquifère multicouche du Campo de Cartagena (Murcie) constitue un exemple particulièrement intéressant des divers types de changements hydrologiques et environnementaux engendrés par l'utilisation intensive des eaux souterraines pour l'agriculture.

Une approche couplée géochimie – modélisation hydrogéologique est réalisée afin de déterminer l'évolution des flux souterrains suite à l'exploitation intensive de l'aquifère côtier du Campo de Cartagena. L'étude géochimique élémentaire (chimie des éléments majeurs et mineurs, gaz rares, CFC-SF6) et isotopique (2H-18OH2O, 13C-A14CCID, et 3H) permet de reconstituer la dynamique de minéralisation des différentes nappes du complexe afin de (i) séparer les différentes masses d'eau en présence et de voir leurs éventuelles interconnexions et de (ii) reconnaître les différentes formes de l'anthropisation sur la dégradation de cette ressource en eau. Les décharges d'eau souterraine dans la Mer Mineure sont quantifiées par une approche radio-isotopique (222Rn) qui fournit un résultat intégré sur l'ensemble de la surface d'échange entre les eaux continentales et les eaux de lagune (Fig. 1). Ces résultats sont ensuite intégrés à un modèle hydrogéologique en 3D.



LISTE DES AUTEURS

ABDERRAZEK S.	161	DOUEZ O.	121
ACQUAVIVA G.	251	DUMON V.	133
AMRAOUI N.	129, 133	DUPONT JP.	69
AQUILINA L.	275	EL HAJJ AHMAD A.	91
ARFIB B.	99, 221, 229, 245	EL HIMER H.	171
ASFIRANE F.	59, 199	ELORZA TENREIRO FJ.	159
AUKEN E.	55	EMILY A.	61, 107
AUNAY B.	59	FAKIR Y.	171
BAISSET M.	47	FIQUET M.	61
BAKALOWICZ M.	83, 91	FLEURY P.	59, 83
BANTON O.	35, 267	FOURNIER M.	69, 99
BAQUE L.	227	FOURNILLON J.	229
BARBECOT F.	215	GAALOUL N.	161, 201
BARRY S.	227	GAILLARD T.	235
BAUDRON P.	215	GALGARO A.	181
BELLOT JP.	227	GARCIA AROSTEGUI JL.	215
BENARD K.	129	GILLI E.	99, 107
BICHOT F.	121	GUERROT C.	141, 201
BLAVOUX B.	209	HAMM V.	133
BONNIER J.	259	HAUCHARD E.	235
BORGOMANO J.	99, 229	HCHAICHI Z.	191
BOURHANE A.	199	HENRY G.	227
BOUZIT M.	257	HEREDIA DIAZ J.	159
BURNS C.	41	HIRATA R.	275
CABALLERO Y.	59, 131	HUGMAN R.	171
CABEZAS CALVO RUBIO F.	215	JAOUEN T.	55
CARY L.	161, 201, 275	JARDANI A.	69
CASANOVA J.	129, 201	KARATZAS G.P.	115
CAVALERI N.	181	KAVOURI K.	115
CERTAIN R.	59	KHASKA M.	277
CHASTANET J.	59	KLOPPMANN W.	199, 275
CHAZOT S.	131	LADOUCHE B.	131, 141
CLAUDE B.	279	LAMARQUE T.	221
COMTE JC.	35, 41, 267	LAMOTTE C.	141
CUSTODIO E.	23	LANCELOT J.	277
DE MEZZO B.	227	LAURENT A.	257
DE MONTETY V.	209	LE GAL LA SALLE C.	277
DEPARIS J.	55	LE NINDRE YM.	129
DEPRAZ L.	227	LEDUC C.	215
DEPRAZ O.	227	LI Y.	171
DI SIPIO E.	181	LISMONDE B.	245
DORFLIGER N.	59, 83, 257	LOFI J.	59
DOUCHET M.	251	MANGAN C.	61, 107

de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Ressources et gestion des aquifères littoraux. Cassis 2012. »

MARGAT J.	77
MASSEI N.	69
MAYER A.	189
MC CORMACK R.	35
MEKNI A.	161, 201
MICHEL L.	245, 251
MILLOT R.	141
MONTALVAN FJ.	159
MONTEIRO JP.	171
MONTENEGRO S.	275
MOULIN M.	129
MUNCH P.	99
NEHLIG P.	55
NEYENS D.	59, 227
NUNES JP.	171
OFTERDINGER U.	41
OLIVEIRA R.	171
OUEDRAOGO I.	267
PARIZOT M.	47
WELS H.	275
PERRET C.	245
PERRIN J.	55
PETELET GIRAUD E.	275
PEZARD P.	59, 227
PICOT G.	133
PISANI B.	171
POINTET T.	47
POTIE L.	245, 251

RABINEAU M.	99
RADAKOVITCH O.	209
RAMPNOUX N.	129
RAUX J.	69
RE V.	181
RIBEIRO LP.	171
RICHARD D.	35
ROUX JC.	235
SAMBOU S.	267
SAMPER J.	171
SCHOMBURGK S.	199, 257
STIGTER TY.	171
TASSY A.	99
TAUPIN JD.	215
TENNEVIN G.	61,107
TERRASSON I.	131
THIERY D.	129,133
THINON I.	99
TOME S.	171
TRABELSI R.	151
TRAVERSE S.	59
TRAVI Y.	189, 215, 267
VALLET-COULOMB C.	209
VICENTE DM.	215
VITTECOQ B.	55
WILSON C.	41
ZOUARI K.	151, 191