

L'EAU SOUTERRAINE EN CAMARGUE

Christine Vallet-Coulomb, Olivier Radakovitch, Véronique de Montety, D. Hermitte, Corinne Sonzogni, Patrick Ollivier, M Paul

▶ **To cite this version:**

Christine Vallet-Coulomb, Olivier Radakovitch, Véronique de Montety, D. Hermitte, Corinne Sonzogni, et al.. L'EAU SOUTERRAINE EN CAMARGUE. André Monaco, Wolfgang Ludwig, Mireille Provansal, Bernard Picon. Le golfe du Lion, un observatoire de l'environnement en Méditerranée, QUAE, 2009, 2759203115. hal-01476540

HAL Id: hal-01476540
https://amu.hal.science/hal-01476540

Submitted on 30 Apr 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

L'EAU SOUTERRAINE EN CAMARGUE

Vallet-Coulomb C., Radakovitch O., De Montety V., Hermitte D., Sonzogni C., Ollivier P., Paul M.

CEREGE, UMR 6635, CNRS - Université Paul Cézanne Aix-Marseille, BP 80, 13545 Aix-en Provence cedex 4, France

1 - INTRODUCTION

Les zones deltaïques résultent d'un équilibre fragile et fluctuant entre les apports sédimentaires continentaux et l'érosion marine. Dans le cas du delta du Rhône, une diminution importante des apports sédimentaires depuis l'amont (27 Mt/an en 1850 contre 7 Mt/an entre 2001 et 2003 ; Sabatier et al., 2006 ; Ollivier, 2006) et une accélération récente de la montée du niveau marin (2mm/an depuis 1 siècle), provoquent un recul du trait de côte pouvant aller jusqu'à 5 à 10 m/an par endroits (Sabatier et al. 2006). Les différentes masses d'eau douce ou salée, présentes en arrière du trait de côte sont susceptibles de répondre à ces changements. Dans ce contexte d'équilibre instable, le fonctionnement des nappes d'eau souterraine de Camargue a fait l'objet d'une attention particulière et un suivi à long terme a été initié en 2003 dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement RESYST et de la Zone Atelier ORME. Cet article présente les résultats des premières campagnes de mesures géochimiques réalisées sur les eaux souterraines dans le but de comprendre le fonctionnement des nappes, d'identifier les paramètres pertinents à mesurer et de rechercher les différents forçages de leur évolution, et notamment de l'intrusion saline.

Les aquifères de Camargue avaient déjà fait l'objet d'investigations et de mesures, entreprises dans les années 1970 par la Compagnie Nationale d'Aménagement de la Région du Bas-Rhône et du Languedoc à la demande de la Direction Départementale de l'Agriculture des Bouches du Rhône. Après cinq ans de suivi, elles ont été reprises par la DIREN de 1976 à 1978 et en 1982 puis s'étaient arrêtées depuis 1994. Plus récemment, plusieurs études hydrologiques ont été menées en Camargue afin de quantifier le bilan hydrique, de simuler l'évolution des niveaux d'eau et de la salinité des étangs ou d'analyser l'impact de la riziculture et la réponse des milieux à la gestion hydraulique (Chauvelon, 1996, Heurteaux,

1994, Chauvelon et al., 2001, Franchesquin, 2001). Ces travaux se sont concentrés sur les eaux de surface, mais les processus impliquant les eaux souterraines n'ont pas été abordés. La raison majeure de cette absence n'est pas le manque d'intérêt pour ces nappes, mais plutôt les difficultés que présente leur étude. En effet, les échantillons et les mesures sont difficiles à obtenir, et de plus, la diversité du substrat géologique, la complexité des apports d'eau en surface (irrigation, étangs, mer, anciens chenaux du fleuve) et leurs effets très locaux créent de grandes diversité spatiales.

2- LES AMENAGEMENTS HYDRAULIQUES EN CAMARGUE

De grands travaux d'endiguement terminés aux alentours de 1870 ont coupé la plaine d'une partie de son alimentation naturelle en eau, par le Rhône lors des inondations ou par la mer lors des tempêtes. La partie centrale et triangulaire de cette plaine enserrée entre les deux bras du Rhône en aval d'Arles (750 km2), est d'ailleurs appelée l'Ile de Camargue, ce qui traduit son isolement (Figure 1). Actuellement, la gestion hydraulique est très complexe car elle doit répondre à plusieurs impératifs parfois antagonistes. Dans la partie au nord du Vaccarès dite « Camargue fluvio-lacustre » (car constituée des sédiments du fleuve), l'eau du Rhône est apportée par un système complexe de canaux (presque 1000 km de linéaire de canaux de toutes tailles, Dervieux & Aznar, 2003) et de stations de pompage. Elle sert à l'alimentation des marais de chasse ou roselières et surtout à l'irrigation des cultures dans la partie nord et sud-est (principalement riziculture sur plus de 10000 ha). Une grande partie de l'eau d'irrigation repart au Rhône par des canaux de drainage, le reste se déverse dans l'étang central du Vaccarès (par exemple l'eau du bassin de Fumemorte à l'est). Le Vaccarès et les étangs inférieurs qui lui sont reliés reçoivent donc des eaux d'irrigation, plus les précipitations et les apports d'eau de mer régulés par des pertuis au Grau de la Fourcade, près des Saintes-Maries-de-la-Mer. La salinité moyenne du Vaccarès est actuellement régulée aux alentours de 14 g/l, mais elle a varié très fortement au cours des dernières décennies (entre 20 et 5 g/l). La salinité des étangs inférieurs de plus petits volumes est beaucoup plus variable au cours de l'année : entre 20 et plus de 50 g/l (www.réserve-camargue.org). La sansouïre, paysage végétal où la salicorne domine, occupe une place à part dans ces zones. Elle correspond à des terres basses limoneuses, dans et autour des étangs centraux, soumises ponctuellement à des apports d'eaux lors des pluies ou des montées de niveau des étangs. L'évaporation potentielle (≈1300 mm/an) étant très supérieure aux précipitations moyennes (≈600 mm/an ; Chauvelon, 1996), ces eaux s'évaporent, entraînant la formation de croûte de sel en surface du sol. Enfin,

au sud-est de ces étangs, 11000 ha sont utilisés pour les marais salants et noyés toute l'année sous des eaux saumâtres. La zone des étangs naturels, des sansouïres, des marais saumâtres et salants et du littoral constitue la « Camargue laguno-marine », où l'influence du sel domine.

3 – CONTEXTE GEOLOGIQUE DU DELTA DE CAMARGUE

La basse vallée du Rhône suit un sillon dont le soubassement est constitué par des formations d'âge Jurassique et Crétacé découpées à l'Oligocène (34 à 28 Millions d'années) lors d'une grande phase de distension tectonique (ayant entraîné notamment la création de la faille de Nîmes). Durant le Miocène (28 à 5,3 M d'a.), un événement majeur est la crise de salinité Messinienne (7,2 à 5,3 M. d'a.) caractérisée par un abaissement de plus de 1000 mètres du niveau marin en Méditerranée ayant entraîné le creusement d'un canyon profond dans la vallée du Rhône. La remontée de la mer au Pliocène (5,3 à 1,8 M. d'a.) a permis le comblement de ce canyon et le dépôt de formations fines (marnes). Par la suite, de nouvelles baisses du niveau marin ont permis à des rivières à forte énergie, notamment la Durance, de transporter des alluvions grossières issues de l'érosion intense des Alpes nouvellement formées. Ces dépôts alluviaux se développent depuis la bordure est (cailloutis de Crau) et forment une couche d'épaisseur très variable (10 à 70 m, Boyer et al., 2005) qui repose sur une couche de marnes imperméables. La couche de cailloutis affleure dans la Plaine de la Crau, puis son toit s'enfonce progressivement vers le sud-ouest jusqu'à environ 50 m de profondeur au niveau du littoral. En mer cette formation s'étend vers le sud, recouverte par des sédiments plus récents, mais elle pourrait être en contact direct avec le fond marin vers la rupture du plateau continental (Boyer et al., 2005).

Des dépôts fluviatiles ou marins se mettent en place par dessus ces cailloutis. Au nord du Vaccarès, ces dépôts sont uniquement fluviatiles (sables fins et limons du Rhône) et donnent une morphologie de plaine alluviale : dépôts argileux d'inondation, anciennes berges et chenaux colmatés. Au sud, la stratigraphie est plus complexe. La remontée rapide du niveau marin après 18000 ans BP (Before Present) produit une succession de dépôt d'argiles et de limons de plaine côtière entrecoupés de niveaux sableux, l'ensemble avançant progressivement vers l'intérieur des terres. Vers 6000 ans BP, la ligne de rivage est à sa limite maximale dans les terres, au nord du Vaccarès (Vella, 2004). La montée du niveau marin continue mais à une vitesse beaucoup plus faible et l'influence du fleuve reprend le dessus: le delta progresse vers le sud grâce aux apports sédimentaires qui se déposent à l'embouchure

(formation de lobes deltaïques). Les changements successifs de lit du fleuve suite à des inondations sont encore visibles. Chronologiquement, on distingue le Rhône de Saint-Férréol, le Rhône d'Ulmet et de Peccais (à l'est du Vaccarès), le Rhône du Bras de Fer et enfin le Rhône actuel de Roustan. (Vella, 2004 ; Figure 1). Les dépôts sédimentaires dans cette partie sud de la Camargue traduisent cette double influence fluviale et marine: paléo-berges et paléo-chenaux du fleuve, anciens cordons littoraux sableux ou dépôt d'argiles de lagunes avec passées tourbeuses. Les relations latérales et verticales entre ces différentes unités sont très difficiles à matérialiser car elles peuvent varier à l'échelle de la dizaine de mètres, comme dans le cas d'un ancien bras colmaté du Rhône.

4 – L'EAU SOUTERRAINE

L'eau est omniprésente dans ce mille-feuilles sédimentaire constitué de couches plus ou moins fines et perméables. Deux types de nappes peuvent être différenciés. A faible profondeur, on trouve des eaux de salinités très variables : douce, saumâtre, salée et même sursalée jusqu'à 110 g/l (contre 38 g/l pour l'eau de la Méditerranée). Au dessous, la couche des cailloutis abrite également une nappe de salinité variable, saumâtre au nord (≅2g/l) à salée au sud (≅38g/l). Les différents facteurs qui peuvent contribuer à la salinité de ces eaux souterraines sont la dissolution de sels présents dans les roches encaissantes, le mélange avec l'eau de mer actuelle, ou encore une concentration progressive des sels par l'évaporation très intense dans cette région. Comprendre le fonctionnement de ces systèmes hydrauliques complexes implique de comprendre les rôles respectifs de ces différents facteurs et l'influence des apports par la pluie et par le Rhône. Les outils géochimiques sont dans ce contexte très précieux. La composition isotopique de l'eau (cf encart 1) permet de tracer l'origine des masses d'eau et d'identifier les effets de l'évaporation. Associée à la composition chimique de l'eau, elle apporte des informations sur les interactions entre l'eau et la roche encaissante, les mélanges éventuels avec l'eau de mer et/ou les effets de concentration par évaporation.

5 – LA NAPPE PROFONDE DES CAILLOUTIS

Dix piézomètres (forages donnant accès à la nappe) ont été installés en 1969 en haute et moyenne Camargue pour mesurer le niveau et la chimie de cette nappe profonde des cailloutis. Dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement RESYST et d'une

thèse en cours au laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon (de Montety), des mesures et prélèvements sont réalisés sur cinq d'entre eux, encore opérationnels, et sur quelques forages réalisés par des particuliers. Les eaux prélevées présentent des compositions isotopiques et des concentrations en chlore qui témoignent d'un mélange entre une eau douce de composition isotopique très appauvrie et l'eau de mer (Figures 4 et 5). En effet, l'alignement des compositions isotopiques est caractéristique d'une droite de mélange (voir encart 2) et non d'une droite d'évaporation (voir encart 1 et Figure 3) dont la pente serait plus faible. Ceci est confirmé par l'ordre de grandeur et la linéarité des variations de teneurs en chlore en fonction de la composition isotopique, caractéristique également d'une droite de mélange, et permet d'exclure le rôle de l'évaporation dans la salinisation des eaux de la nappe des cailloutis.
L'identification des pôles de mélange et la détermination de leur composition isotopique seraient nécessaires pour pouvoir calculer les proportions de chacun et mieux contraindre ces processus. Un des pôles est représenté par l'eau de mer, l'autre correspond à l'eau douce qui alimente la nappe des cailloutis. Deux sources d'alimentation différentes peuvent être invoquées pour cette nappe: (1) l'eau du Rhône, qui peut être en contact avec la formation des cailloutis (ex : au Seuil de Terrin ou elle est observée au fond du lit du fleuve) et (2) l'eau de la nappe de la Crau, alimentée dans la plaine de Crau à l'est du Grand Rhône où les cailloutis affleurent. Principalement libre et superficielle, la nappe de la Crau a un sens d'écoulement général du nord-est vers le sud-ouest et devient captive sous les sédiments deltaïques de l'Ile de Camargue. En devenant captive, elle perd une grande partie de son débit dans des résurgences naturelles qui forment une série de marais et de zones humides alignés à l'est du Grand Rhône (Figure 1), mais une proportion inconnue continue à s'écouler dans la nappe captive, en Camargue. L'alimentation de la nappe de la Crau est très fortement influencée par l'occupation du sol, car elle reçoit en grande partie les excédents d'irrigation gravitaire issus des nombreux canaux provenant de la Durance. Pour la nappe des cailloutis en Camargue, la composition isotopique du pôle « eau douce », très appauvrie, peut correspondre soit à celle du Rhône, soit à celle de la Durance (prélevée ici dans le canal de Centre Crau). En effet, celles-ci ont des compositions isotopiques très proches car alimentées par l'eau de pluie des Alpes. Sur la base des compositions isotopiques, on ne peut donc pas distinguer les deux sources d'alimentation possibles.

La relation linéaire qui apparaît entre la concentration en chlore et le niveau piézométrique, et qui passe par une concentration équivalente à celle de l'eau de mer à l'altitude zéro (figure 6) montre la continuité hydraulique qui existe entre les différents points de mesure et la mer. Le

mélange de l'eau de cette nappe avec l'eau de mer correspond donc bien au schéma classique du biseau salé décrit par la loi de Ghyben-Herzberg (Encart 3, Figure 2). L'intrusion d'eau salée dans la nappe profonde des cailloutis répond donc à un équilibre hydrostatique, lui-même régit à la fois par le niveau marin et par l'hydrodynamique de la nappe. Il est donc nécessaire de bien comprendre les facteurs qui régissent l'hydrodynamique de cette nappe afin de comprendre et peut-être de prévenir la progression de cette intrusion saline dans le futur.

Tous les éléments chimiques ne se comportent pas de manière aussi conservative que le chlore et beaucoup montrent des variations dans l'espace qui peuvent être associées à des processus biologiques (via les microorganismes), des phénomènes d'interaction avec la roche (dissolution ou échange d'éléments) ou de précipitations de minéraux. Le calcium est un exemple classique des interactions eau-roche. Sur un diagramme représentant les teneurs en calcium en fonction des teneurs en chlore (Figure 7), les points situés au-dessus de la droite de mélange théorique traduisent un apport important de calcium très probablement lié au lessivage de la matrice des cailloutis. Ce processus n'est toutefois pas le seul en jeu puisque les valeurs en dessous de la droite pour l'eau du piézomètre S5 traduisent une précipitation chimique qui enlève le calcium (sous forme de Calcite $CaCO_3$ par exemple). Les études sont encore en cours sur d'autres éléments comme le strontium, dont le comportement chimique est similaire à celui du calcium. Cet élément possède en effet des isotopes stables dont la mesure permettra de mieux caractériser les sources d'alimentation de l'eau de la nappe.
Les sulfates sont quant à eux un bon témoin des processus biologiques qui interviennent dans la minéralisation de l'eau de la nappe. En effet, on a pu constater en plusieurs points de la nappe l'absence d'oxygène dans l'eau : le milieu est donc réducteur. Dans ce contexte, certaines bactéries peuvent se développer en utilisant l'oxygène des sulfates (SO_4^{2-}) comme source d'énergie pour dégrader la matière organique (entraînant la réduction des sulfates). La « sulfato-réduction » produit des sulfures reconnaissables par leur odeur caractéristique d'oeuf pourri. La relation entre les teneurs en sulfates et en chlore (Figure 8) montre que certains points ont une teneur en sulfate beaucoup plus faible que ce que pourrait laisser prévoir un simple mélange entre les deux pôles : cet élément a été « consommé » par des bactéries. L'importance de la sulfato-réduction dans la nappe dépend de la disponibilité de la matière organique mais également de la présence de sulfates, élément généralement en faible proportion dans les eaux douces. Ici, la source de sulfate provient de l'intrusion d'eau de mer

dans la nappe. Ainsi la sulfato-réduction rend également compte de l'avancée du biseau salé dans la nappe des cailloutis.

6 – LES NAPPES DE SURFACE

La lithologie des formations sédimentaires en surface est très variée, allant de matériaux sableux grossiers perméables à des formations plus fines, limoneuses à argileuses, presque totalement imperméables. Cette forte hétérogénéité permet la mise en place de nombreuses petites nappes d'eaux souterraines mal connectées entre elles car la faiblesse de la pente topographique, impliquant de faibles gradients hydrauliques, permet peu de circulations latérales. Une trentaine de piézomètres implantés à des profondeurs de 4 à 6 mètres environ ont été utilisés pour mesurer les eaux des nappes superficielles. Les eaux sont caractérisées par une grande gamme de variation de la salinité, sans que l'on puisse identifier de gradient nord-sud dans leur distribution géographique (Figure 9). Sur la base de la concentration en chlore deux groupes de piézomètres ont été identifiés: les « eaux douces » et les « eaux salées ».

L'intrusion d'un biseau salé, identifiée clairement pour la nappe des cailloutis, pourrait également être invoquée pour expliquer la salinité des nappes de surface. Cependant, la distribution géographique des valeurs de salinité n'indique pas de relation avec la proximité de la mer (Figure 9). De plus, la relation entre la concentration en chlore et en oxygène-18 des eaux montre que la plupart des concentrations des piézomètres « salés » sont largement supérieures à celles que laisserait prévoir un simple mélange avec la mer (en pointillé sur la Figure 10). Par conséquent, si l'influence marine ne peut être formellement exclue, elle n'est pas suffisante pour expliquer les fortes salinités observées. Pour ces eaux, l'influence de l'évaporation se matérialise dans la relation entre $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ (Figure 11) par une position des points sous la droite météorique mondiale, avec une tendance à s'aligner le long d'une droite d'évaporation dont l'eau de départ aurait une composition proche de celle des précipitations locales. Certains points font exception : il s'agit de points présentant des compositions isotopiques nettement plus appauvries car les sites sont influencés par des eaux provenant de canaux proches apportant de l'eau du Rhône, et d'un point situé sur la droite météorique mondiale car le piézomètre est situé dans une zone temporairement inondée par les eaux de pluie.

Pour les piézomètres « eaux douces », les teneurs en oxygène-18 ($\delta^{18}O$= -9.2‰ à -6.4‰) varient entre celles de l'eau du Rhône ou de la Durance et celle des précipitations locales

(Figure 10). Cependant, en représentant ces valeurs en fonction des teneurs en deutérium (Figure 11), on constate une dispersion importante, avec dans de nombreux cas une signature témoignant de phénomènes d'évaporation : les points sont nettement sous la droite météorique mondiale. Contrairement au groupe de points représentant l'eau des piézomètres « salés », leur composition isotopique appauvrie montre qu'ils sont sous l'influence de l'eau du Rhône, apportée soit par les canaux servant à l'irrigation, soit par des circulations préférentielles dans les paléochenaux naturels du Rhône.

De manière générale, les eaux douces sont rencontrées dans des zones influencées par l'irrigation ou par des circulations préférentielles dans des anciens chenaux du Rhône. Les eaux salées par contre sont rencontrées dans des zones où les eaux circulent peu. L'évaporation intense est donc le principal facteur de salinisation, les sels étant apportés petit à petit par la pluie depuis des années et concentrés dans les sols sans pouvoir être évacués par lessivage. Cette situation résulte de l'aménagement hydraulique du cours du Rhône : avant la construction de digues, le fonctionnement naturel du delta entraînait des inondations régulières qui permettaient de lessiver les sels accumulés. Contrairement à la nappe profonde, on ne peut pas parler d'une seule nappe de surface qui sature les sédiments reposant sur la couche des cailloutis, mais plutôt d'un patchwork de petites nappes dont les caractéristiques sont déterminées en grande partie par la gestion hydraulique du delta du Rhône.

7- CONCLUSION

Les résultats présentés ici apportent une première idée sur le fonctionnement des eaux souterraines dans la plaine de Camargue. La situation en subsurface est très complexe en partie à cause des dépôts sédimentaires variés qui constituent les sols, mais aussi en relation avec les aménagements hydrauliques. Réparties dans de petits aquifères mal connectés entre eux, les eaux souterraines proviennent des pluies, des apports par les canaux d'irrigation ou des paléochenaux du Rhône. Leur chimie évolue en fonction de ces apports mais surtout en fonction de l'évaporation qui entraîne des salinisations importantes. Plus en profondeur, l'eau de la nappe des cailloutis témoigne de l'intrusion du biseau salé sur plusieurs kilomètres vers l'intérieur des terres, à cause du faible gradient hydraulique. La chimie n'est plus contrôlée par l'évaporation, mais par l'intrusion de l'eau de mer, à laquelle se rajoute les interactions avec la roche encaissante et des processus biologiques. Les données obtenues depuis 1970 semblent indiquer une augmentation importante de la salinité dans la partie sud, dont la cause

doit être encore étudiée. Cette salinisation traduit une avancée du biseau salé vers l'intérieur des terres, un phénomène qui s'est produit de par le monde dans nombre d'aquifères côtiers où les pompages massifs d'eau ont aggravé l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère. En Camargue, la nappe n'a jamais été exploitée intensivement, mais les travaux futurs devront mettre en évidence les rôles respectifs de la diminution des apports d'eau douce (Rhône ou nappe de la Crau) et de la montée du niveau marin (2 mm/an) sur cette salinisation.

REFERENCES

Boyer, J., Duvail, C., Le Strat, P., Gensous, B., Tesson, M. 2005. High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. Marine Geology. 222-223, 267-298.

Chauvelon P. 1996. Hydrologie quantitative d'une zone humide méditerranéenne aménagée : le bassin de fumemorte en grande camargue, delta du Rhône. Thèse Univ. Montpellier II.

Chauvelon P., Tournoud M.G., Sandoz, A., Berceaux, A. & Heurteaux P. 2001. Modélisation du fonctionnement hydrologique d'un hydrosystème côtier méditerranéen fortement anthropisé : l'Ile de Camargue. UNESCO, PHI-V/Documents techniques en hydrologie, n° 51, 217-224.

Dervieux A. ; Aznar, J.C. 2003. La gestion de l'eau en Camargue : une manière moderne de domestiquer la nature ?. Dans : Évaluation des risques environnementaux pour une gestion durable des espaces. Actes de journées 2003 de l'association internationale pour l'écologie du paysage. Cemagref éditions, Antony. Pp 57-64.

Franchesquin N. 2001. Modélisation et simulation multi-agents d'écosystèmes anthropisés : une application à la gestion hydraulique en Grande Camargue. Thèse Univ. Aix-Marseille III, 237 pp.

Heurteaux P. 1994. Essai de quantification des termes du bilan hydrique des étangs du système Vaccarès (Camargue, France). Annales de Limnologie, 30 (2), 131-144.

Ollivier P. 2006. Interface continent-océan: géochimie du Rhône (flux et bilans d'érosion) et transferts d'eaux souterraines en Camargue (apports des isotopes du strontium). Thèse Univ. Paul Cézanne Aix-Marseille III, 246 pp.

Sabatier, F., G. Maillet, et al. (2006). "Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century." Marine Geology 234: 143-157.

Vella, C. 2004. Le rôle de la mer : position du niveau marin et du trait de côte depuis 6000 ans. In : Delta du Rhône, Camargue antique et médiévale. BAP Supplément 2. Editions de l'APA, pp 79-90.

Encart 1 : les isotopes étudiés dans l'eau.

Des isotopes sont des éléments chimiques de même numéro atomique (et donc de même nom) mais qui diffèrent par leur masse atomique. La forme isotopique la plus répandue de la molécule d'eau est $^{1}H_2{}^{16}O$. Cependant, les atomes d'hydrogène et d'oxygène comportent deux autres espèces isotopiques présentes en faible quantité dans la nature. Pour l'hydrogène, il s'agit de ^{2}H (deuterium, isotope stable d'abondance naturelle environ 1/6400) et ^{3}H (tritium, isotope radioactif d'abondance variable). Pour l'oxygène, il s'agit de ^{17}O et ^{18}O, isotopes stables d'abondances respectives 1/2500 et 1/500. Les différentes espèces isotopiques de la molécule d'eau ont un comportement physicochimique identique sauf lors des changements de phase (ex : évaporation, condensation) où les compositions isotopiques de l'eau sont modifiées. Ainsi, les teneurs en oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et en deutérium ($\delta^{2}H$) seront différentes pour l'eau de mer, l'eau de pluie ou l'eau du Rhône, et ces compositions seront ensuite modifiées si l'eau reste en surface et est soumise à l'évaporation. (voir Figure3)

ENCART 2 : Droite de mélange des éléments.

Certains éléments chimiques en solution dans l'eau sont dits conservatifs, c'est à dire qu'ils ne sont pas enlevés par des réactions chimiques (précipitations de sels par exemple) ou biochimiques. Il n'existe pas d'élément conservatif absolu (il y a toujours des processus d'échanges possibles avec la roche encaissante) mais le chlore, et surtout les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène, qui sont des éléments constitutifs de la molécule d'eau, répondent assez bien à un tel critère. On parle alors de traceurs naturels conservatifs : lorsque deux masses d'eaux présentant des compositions différentes se mélangent, la composition résultante est proportionnelle à la quantité de chacune des deux masses d'eau initiales. Graphiquement, on peut identifier ce processus de mélange en utilisant deux traceurs conservatifs: sur un graphe représentant les compositions de l'un en fonction de l'autre, les points obtenus s'alignent le long d'une droite reliant les compositions des deux pôles de mélange. La position sur la droite représente alors géométriquement les proportions du mélange. Le principe de la droite de mélange est aussi utilisé pour interpréter des concentrations en éléments non conservatifs, qui, représentés en fonction d'un élément conservatif, se situeraient au-dessus ou au-dessous d'une droite de mélange théorique : cela permet d'identifier des concentrations « excédentaires » ou « déficitaires » afin d'analyser les processus qui régissent l'évolution chimique de la masse d'eau au cours de son transit dans la nappe.

Encart 3 : Les nappes souterraines littorales

Dans les zones côtières, il y a un contact direct entre l'eau douce souterraine et la mer. L'eau salée plus dense que l'eau douce a tendance à « se glisser » sous celle-çi formant ainsi un « biseau salé ». En raison du contraste de densité, le niveau de l'eau douce (niveau piézométrique) doit être supérieur au niveau de la mer pour maintenir l'eau salée en profondeur et l'empêcher de remonter. Pour un aquifère sableux homogène, la loi de Ghyben-Herzberg prévoit que la profondeur du biseau salé (par rapport au niveau de la mer) est égale à 40 fois l'altitude du niveau piézométrique (par rapport au niveau de la mer) ($z/h \cong 40$, voir figure 2). Dans des environnements de très faible altitude comme la Camargue, le biseau salé peut donc s'étendre très loin dans les terres. Dans ce type de milieu où les vitesses de circulation sont faibles, on ne distingue pas de contact franc entre les deux masses d'eau, mais une salinité diminuant progressivement vers l'intérieur des terres. On doit s'attendre à trouver l'eau douce pure lorsque la profondeur théorique du biseau salé devient supérieure à la profondeur de la couche imperméable qui sert de « plancher » à la nappe. Cet équilibre hydrostatique peut être modifié dans le temps. Une baisse de niveau piézométrique entraîne en effet une intrusion d'eau de mer dans l'aquifère, et une salinisation difficilement réversible, même dans le cas ou le niveau piézométrique reprend sa position initiale. Une remontée progressive du niveau marin a le même effet.

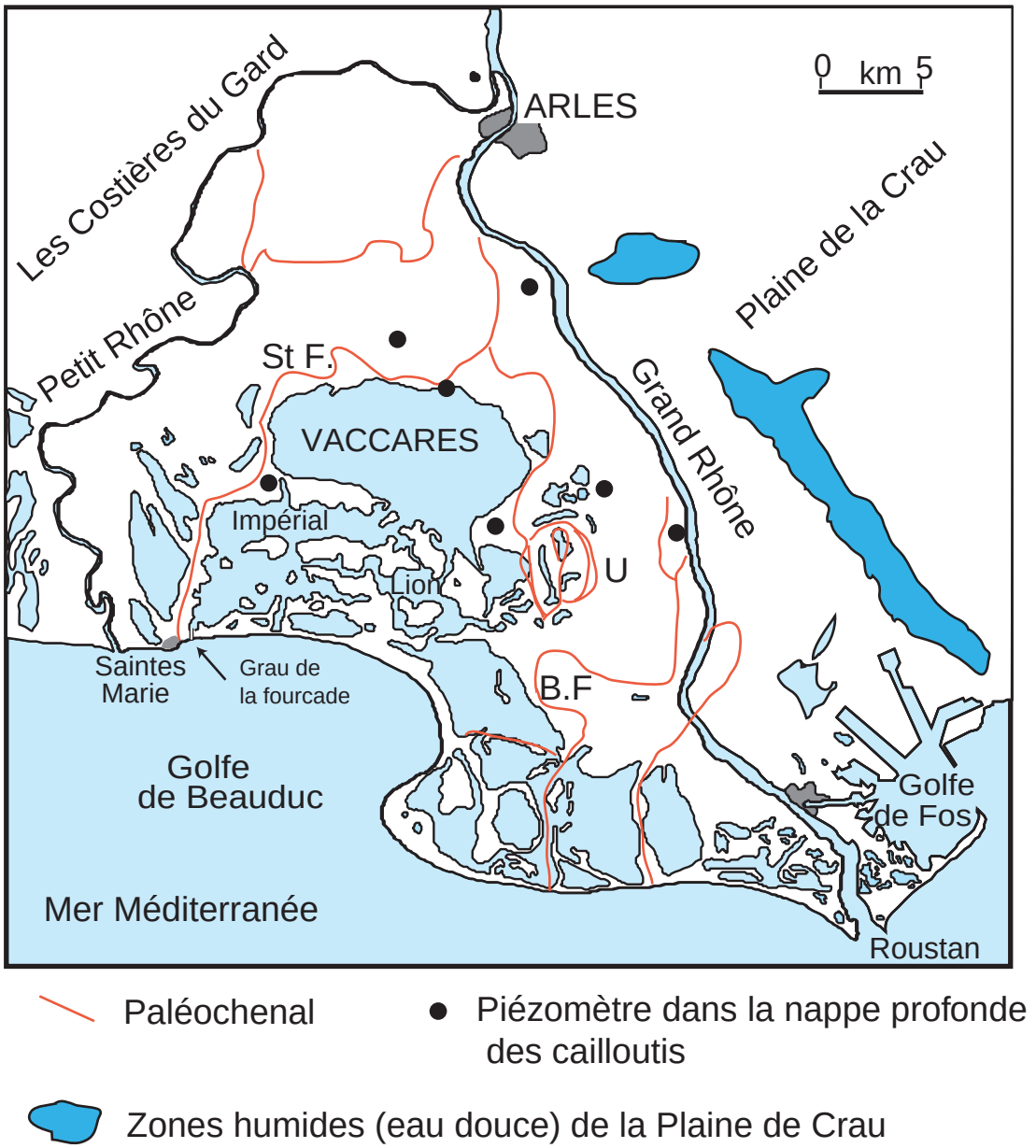


Figure 1 : Carte de localisation de l'Ile de Camargue. Le tracé des paléochenaux (StF : saint Férréol ; U : Ulmet ; BF : Bras de Fer) est adapté de Vella et al (2004).

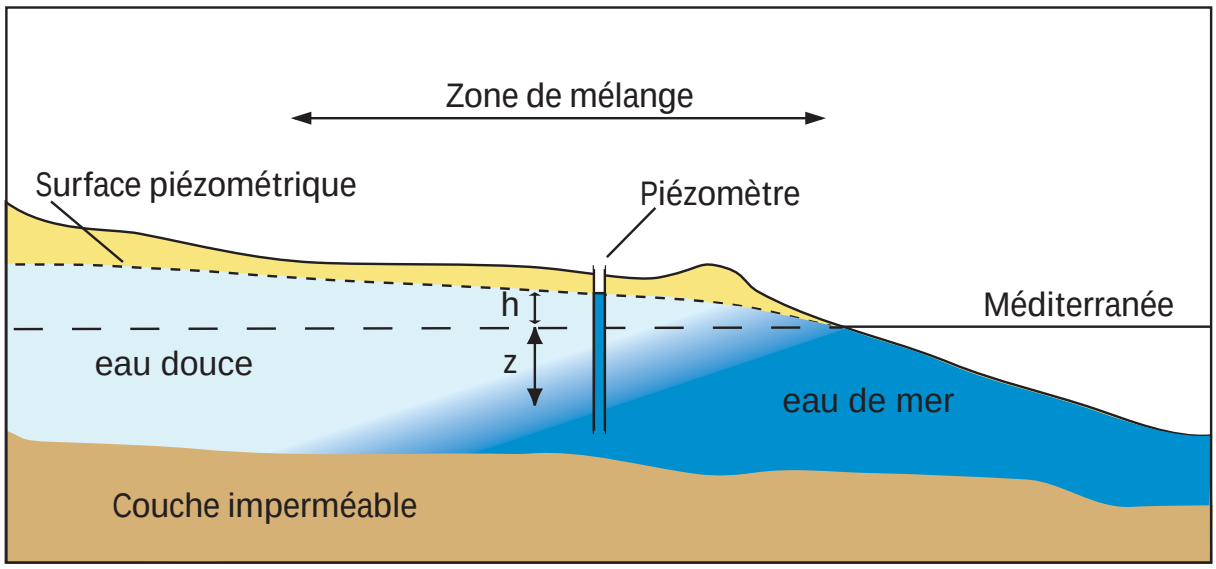


Figure 2 : Coupe schématique représentant l'intrusion du biseau salé selon la loi de Ghyben-Herzberg qui prévoit que $z/h \cong 40$ (sur ce schéma, l'échelle verticale est considérablement exagérée)

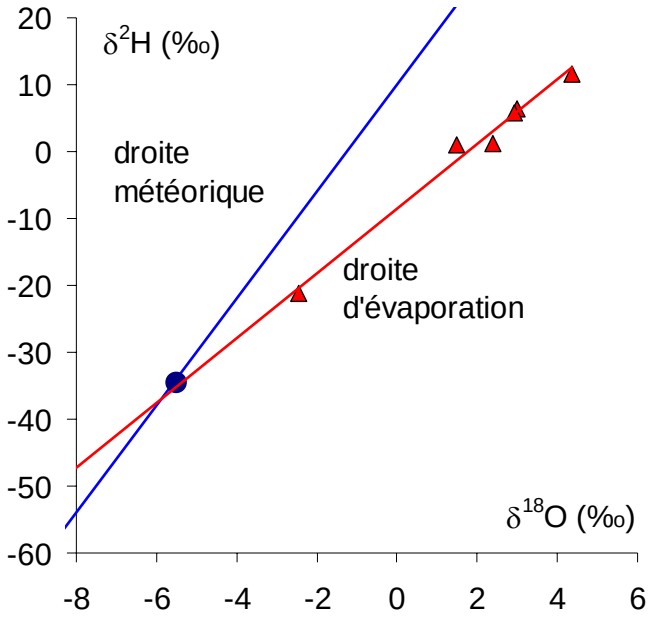


Figure 3 : Les nombreuses mesures isotopiques réalisées sur les pluies à travers le monde montre que les compositions varient en suivant une droite de pente 8 (Droite météorique mondiale en bleu). La valeur moyenne des pluies à Avignon est figurée par un rond bleu. Lorsque l'eau de pluie est soumise à l'évaporation, elle s'enrichit peu à peu en isotopes lourds, donc $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ augmentent. La composition isotopique varie alors en suivant une droite de pente inférieure à 8 (en rouge). Ici, la droite d'évaporation est obtenue à partir de mesures réalisées dans l'étang du Vaccares.

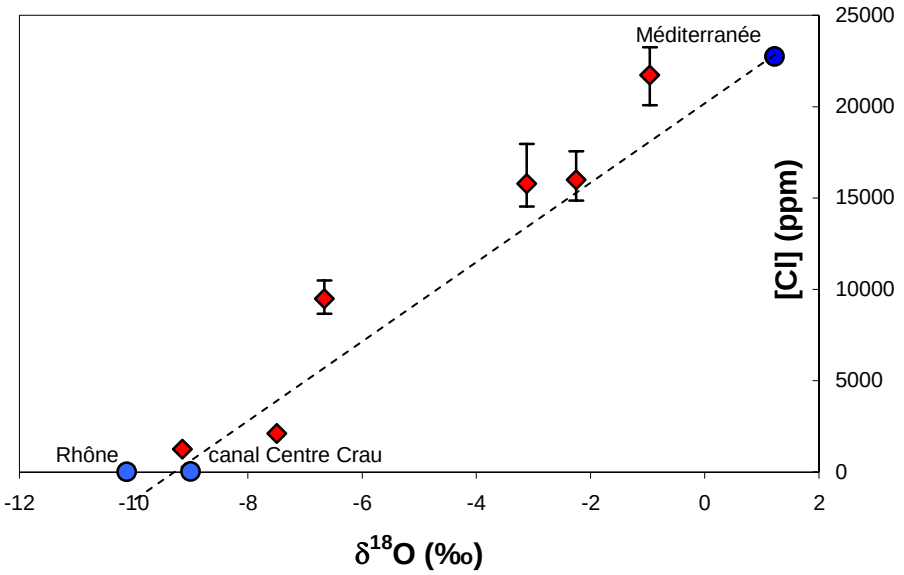


Figure 4 : relation entre les teneurs en chlore et en oxygène-18 dans l'eau de la nappe des cailloutis. Les barres verticales représentent les variations saisonnières en [Cl]. Les variations saisonnières de la composition isotopiques sont négligeables.

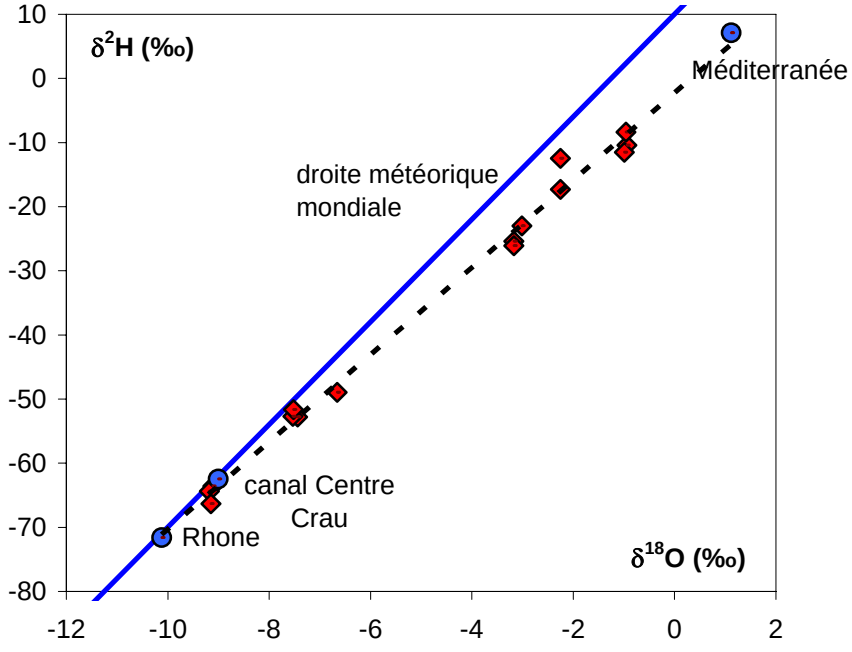


Figure 5 : relation entre les teneurs deuterium et en oxygène-18 dans l'eau de la nappe des cailloutis : les points s'alignent le long d'une droite de mélange entre un pôle « eau de mer » et une pôle eau douce qui peut être soit de l'eau du Rhône, soit de l'eau de la Durance, prélevée dans le Canal de Centre Crau.

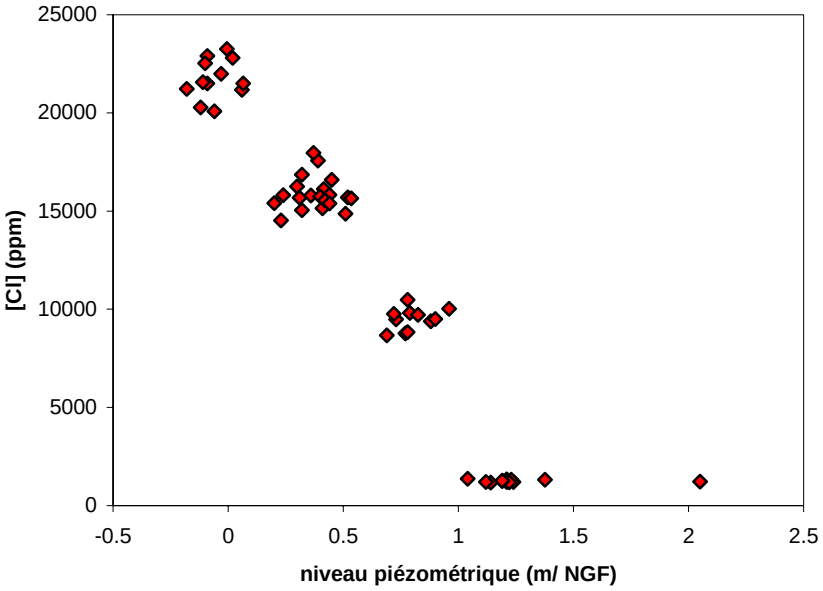


Figure 6 : relation entre les teneurs en chlore et le niveau piézométrique dans l'eau de la nappe des cailloutis. Chaque groupe de points représente un piézomètre, dans lequel on observe de légères variations saisonnières, grâce à des mesures régulières.

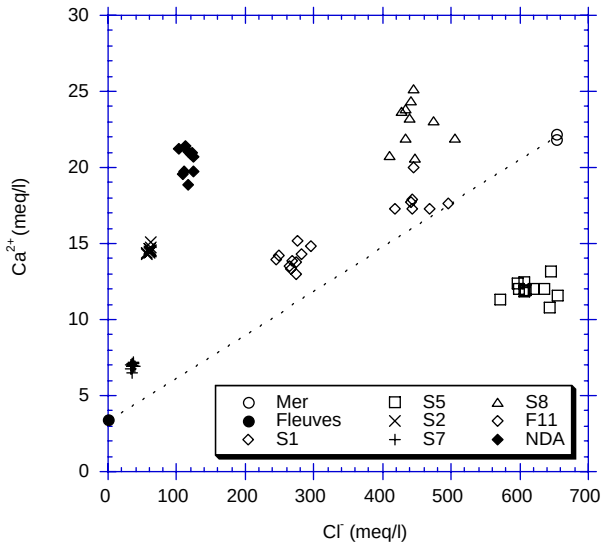


Figure 7 : relation entre les teneurs en calcium et en chlore dans l'eau de la nappe des cailloutis.

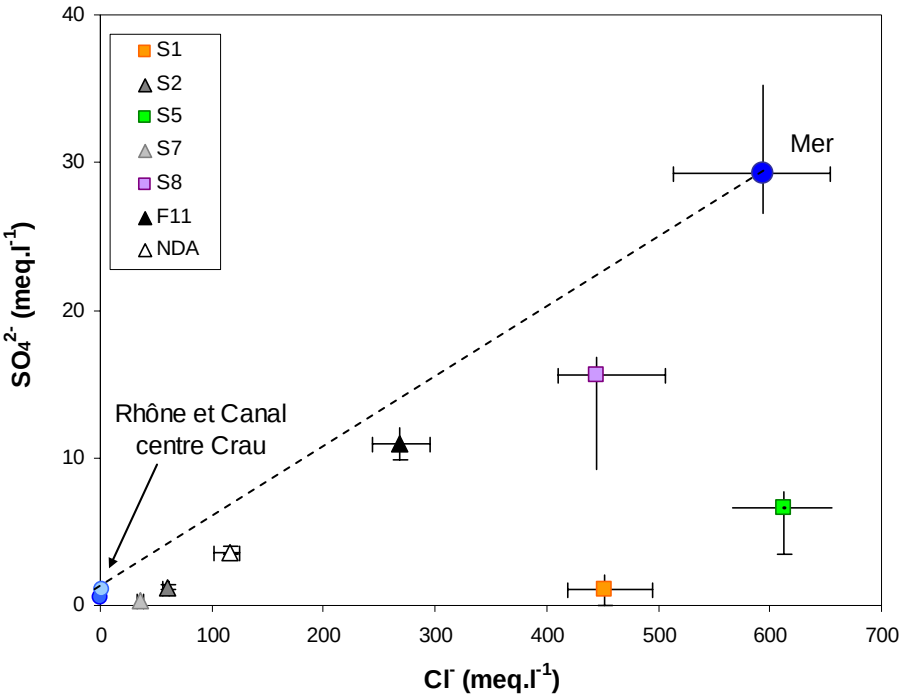


Figure 8 : relation entre les teneurs en sulfates et en chlore dans l'eau de la nappe des cailloutis.

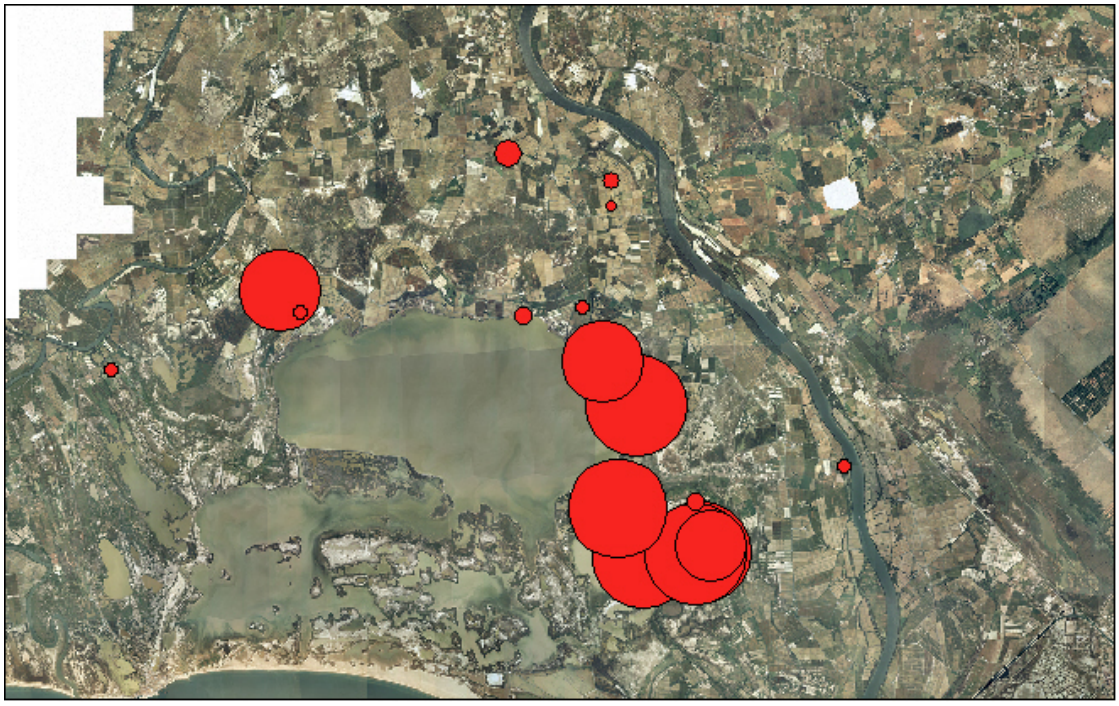


Figure 9 : localisation des piézomètres implantés dans les nappes de surface. La taille des cercles est proportionnelle à la salinité de l'eau.

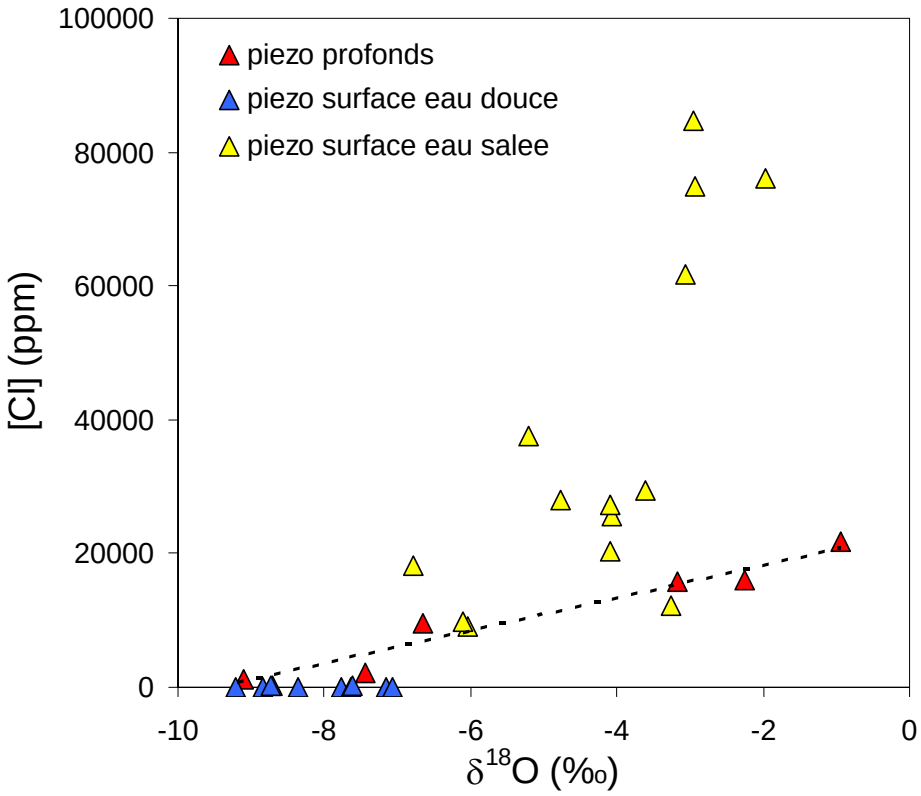


Figure 10 : relation entre les teneurs en chlore et en oxygène-18 dans l'eau des nappes superficielles (en pointillé est représentée la droite de mélange identifiée pour la nappe profonde)

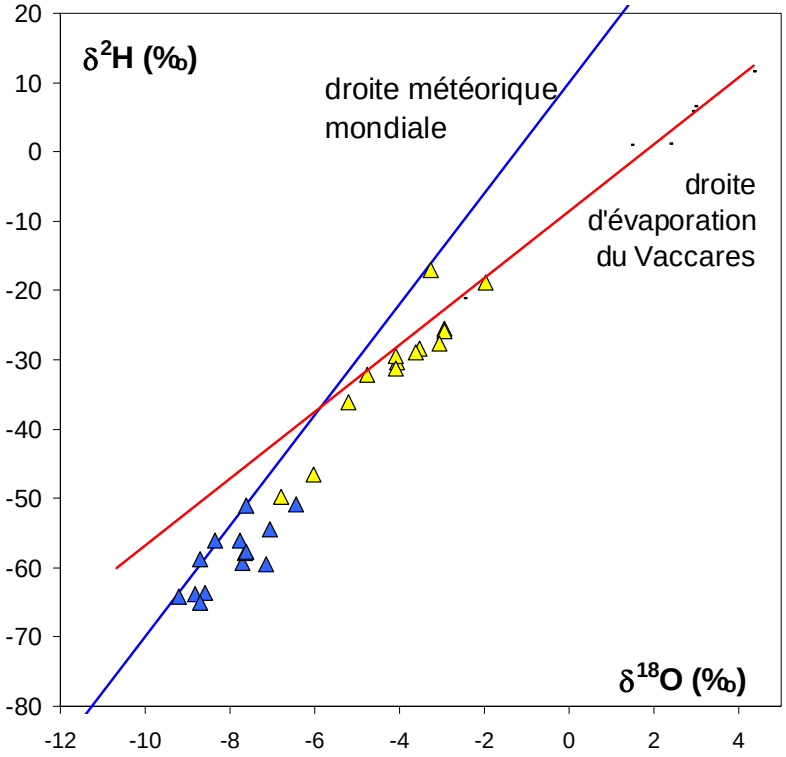


Figure 11 : relation entre les teneurs en deutérium et en oxygène-18 dans l'eau des nappes superficielles