HAL open science

Identification de l'origine de l'eau souterraine dans un karst côtier par le traçage isotopique (cas de la source saumâtre de Port-Miou)

Alexandre Zappelli

To cite this version:

Alexandre Zappelli. Identification de l'origine de l'eau souterraine dans un karst côtier par le traçage isotopique (cas de la source saumâtre de Port-Miou). [Rapport de recherche] Aix Marseille Univ., CEREGE. 2021. hal-03586491

HAL Id: hal-03586491

https://hal.science/hal-03586491

Submitted on 23 Feb 2022

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.

Institut PYTHEAS
Observatoire des Sciences de l'Univers
Aix*Marseille Université

.

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Master STPE

Année : 2020-2021

Identification de l'origine de l'eau souterraine dans un karst côtier par le traçage isotopique (cas de la source saumâtre de Port-Miou)

par Alexandre ZAPPELLI

Structure d'accueil

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement

Responsables de Stage

Christine VALLET-COULOMB et Bruno ARFIB

Identification de l’origine de l’eau souterraine dans un karst côtier par le traçage isotopique (cas de la source saumâtre de Port-Miou)

Résumé

Ce travail présente un ensemble de données hydrométriques et isotopiques couvrant le bassin versant de la source saumâtre de Port-Miou. Cet exutoire est la sortie du principal collecteur régional des eaux souterraines, il est associé à un bassin versant couvrant 400 km² en basse Provence calcaire entre les agglomérations de Marseille et Toulon.

La source de Port-Miou, est le résultat d’un mélange entre l’eau douce continentale et la mer. En utilisant des mesures de salinité, les proportions entre ces deux pôles de mélange ont été calculées. Dans un deuxième temps, les données isotopiques de la source sont mises à profit pour déduire les abondances isotopiques de l’eau douce continentale arrivant à Port-Miou. Ces données et résultats permettent de proposer un schéma simple des circulations des masses d’eau à l’échelle du bassin versant.

Lors des récessions, ces abondances isotopiques sont très similaires à celles d’une importante masse d’eau souterraine en circulation profonde située dans la zone sud-aubagnaise. Cette masse d’eau vient soutenir le débit de base de la source de Port-Miou.

Lors des événements de crues, on observe des enrichissements d’abondance isotopique de l’eau douce à Port-Miou. Ces variations sont d’amplitudes différentes en fonction de la dynamique de la crue. Cette eau douce serait un mélange entre celle provenant de la nappe sud-aubagnaise avec un signal isotopique stable et une eau de circulation plus rapide empruntant un autre compartiment aquifère supérieur avec une signature isotopique plus enrichie. Les données isotopique de la pluie, lorsqu’elles sont disponibles, montrent que cette circulation dans l’aquifère supérieur à un signal nettement plus enrichi excluant a priori un transfert rapide depuis la surface.

Photo de couverture : calanque de Port-Miou (Cassis) et panache d’eau saumâtre se déversant en mer à la sortie du conduit karstique (Alexandre Zappelli, le 5 mai 2021).

Table des matières

Résumé....1
1 - Introduction....3
2 - Description du site d'étude....3
3 - Acquisition des données....7
3.1 - Données hydro-physiques....7
3.1.1 - Mesures sur le site de de Port-Miou....7
3.1.2 - Données hydrométriques et météorologiques complémentaires....7
3.2 - Données isotopiques....8
3.2.1 - Les mesures isotopiques....8
3.2.2 - Suivi des précipitations....8
3.2.3 - Eaux souterraines....9
3.3 - Calcul de propagation d'erreurs....9
4 - Résultats....9
4.1 - Composition isotopique des eaux régionales....9
4.1.1 - Les précipitations régionales....9
4.1.2 - Les eaux souterraines....11
4.2 - Salinité et composition isotopique de la source de Port-Miou....12
5 - Composition isotopique et volumes des eaux douces alimentant Port-Miou....12
5.1 - Démarche Méthodologique....12
5.1.1 - Mise en évidence d'un mélange....12
5.1.2 - Équations de mélange et détermination de la composition isotopique du pôle eau douce 15
5.1.3 - Définition des pôles de mélange....16
5.2 - Évolution saisonnière et interannuelle de la composition isotopique du pôle « eau douce » 16
5.3 - Volumes mis en jeu dans l'hydrosystème de Port-Miou....18
5.4 - Présentation de deux événements de crue....20
5.4.1 - Crue de novembre 2011....20
5.4.2 – Crue de Décembre 2013 / mars 2014....21
6 – Discussion....22
7 - Conclusion....24
Références....25
Liste des Figures....27

1 - Introduction

À l'échelle mondiale, les littoraux sont des zones particulièrement favorables pour le développement des activités humaines. De plus, 46 % de la frange littorale se trouve en contexte karstique sur le pourtour méditerranéen (Chen et al., 2017). Parce qu'ils offrent potentiellement une ressource en eau souterraine exploitable localement, la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de systèmes karstiques côtiers est donc un enjeu majeur. Malheureusement, au cœur de la saison sèche, quand les besoins en eau sont les plus forts, on observe généralement une augmentation de la salinité des sources karstiques côtières (Fleury et al., 2007), (Bonacci and Roje-Bonacci, 1997). Leur utilisation pour l'eau potable ou agricole est alors impossible, à moins d'envisager une exploitation à l'intérieur des terres par le moyen de forages (Bakalowicz, 2018). Cette question est d'autant plus prégnante que les disponibilités futures des ressources en eaux de surface sont en question dans un contexte de changement climatique.

Devant ces préoccupations appliquées importantes, la question de la pénétration de l'eau de mer dans les aquifères côtiers (intrusion saline ou biseau salé) est souvent étudiée. Cependant, de part leurs hétérogénéités, les systèmes karstiques demandent des traitements particuliers pour la compréhension de leur fonctionnement. Les systèmes côtiers ne font pas exception. Ainsi la loi de de Ghyben-Herzberg (Wiest, 1998) permettant de contraindre l'avancée du biseau salé dans des aquifères poreux (et homogènes), n'est en général pas applicable. D'une manière plus globale, ces phénomènes d'interactions entre la mer et le réservoir géologique d'eau douce continentale sont très différents d'un système à l'autre. Leur compréhension fine doit impliquer l'ensemble du bassin versant associé et leurs différentes masses d'eau. Afin de mieux cerner ces phénomènes de mélanges à grande échelle, les traceurs naturels conservatifs, tels que les isotopes stables de l'eau, sont des outils de choix. Ils sont classiquement mis en œuvre dans de nombreux contextes : plaine alluviale (Séraphin et al., 2016), zone de montagne (Peng et al., 2018), karst (Doctor et al., 2006), (Pétré et al., 2020).

Enfin, il faut souligner ici que la compréhension de systèmes naturels complexes, variables dans le temps et l'espace demande une démarche de suivi de long terme. Avec près de dix ans de mesures sur site, les recherches autour de la source saumâtre de Port-Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône) rentrent dans cette philosophie. Les données couvrant plusieurs cycles hydrologiques vont permettre d'identifier les facteurs clés du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère.

L'ensemble de données présenté ici traçant « l'hydrosystème Port-Miou » du signal d'entrée (la pluie), en passant par les eaux souterraines et de surface, jusqu'au signal de sortie (la source saumâtre de Port-Miou) va être mis à profit pour préciser les caractéristiques isotopiques des apports d'eau douce à la sortie du système. Ainsi, nous montrerons que nous pouvons faire des propositions robustes quant à l'origine des différents aquifères impliqués dans le mélange de cet aquifère régional et envisager différents scenarii de circulation des masses d'eau à divers régimes hydrogéologiques.

2 - Description du site d'étude

La source de Port-Miou se jette en mer après un long parcours souterrain. Cette rivière souterraine développe ainsi des réseaux de conduits karstiques d'une étendue exceptionnelle (Cavalera et al., 2010). Elle constitue l'exutoire d'un bassin versant de près de 400 km² situé entre les métropoles de Marseille (2 millions d'habitants) et de Toulon (450 000 habitants). Une grande partie de cette aire urbaine est alimentée en eau potable et en irrigation via le canal de Marseille (Durance) et le canal de Provence (Verdon). Or, dans un contexte de changement climatique, il est pressenti que ces rivières alpines aux influences nivales et glacières marquées changent de régime avec des impacts

certains sur la ressource en eau (Sommer et al., 2020). Pour sécuriser et diversifier leurs approvisionnements, de nombreuses collectivités se tournent vers les eaux souterraines. En effet, la Basse-Provence est majoritairement calcaire et karstique, son sous-sol abrite de nombreuses ressources qui restent parfois inexploitées.

Connues depuis longtemps et identifiées comme ressources locales potentielles depuis la fin du XVIIe siècle (Martel, 1928), les rivières souterraines de Cassis offrent des débits très puissants au regard des différentes ressources de surface (voir partie 4.1). Cependant, la proximité de la mer impose une zone de mélange eau douce / eau salée sur une large frange littorale. Des travaux opérés dans les années 60/70 par la Société des Eaux de Marseille ont tenté de limiter les entrées d'eau de mer par la réalisation d'un barrage sur la rivière souterraine 500 mètres en amont du littoral (figure 1). Cette réalisation audacieuse n'a que partiellement rempli son objectif, l'eau restant trop saumâtre en amont du barrage pour permettre une utilisation pour une exploitation pour l'eau potable ou l'irrigation. Pour les besoins de ce chantier, un accès artificiel composé d'un puits de 44 mètres et d'une galerie d'amenée au barrage ont été aménagés. Ce site offre un regard privilégié sur la rivière souterraine de Port-Miou qui est le principal collecteur régional des eaux souterraines. Dès les premières études de conception du barrage, des mesures hydrogéologiques ont été réalisées. Par la suite, des mesures régulières sur le long terme ont été mises en place par l'université d'Aix-Marseille à partir de la thèse de Thomas Cavalera en 2007 (Cavalera, 2007). Depuis, 2012 le site de Port-Miou barrage est intégré dans le Service national d'observation « Karst » labellisé par l'Institut national des sciences de l'univers du CNRS (https://sokarst.org).

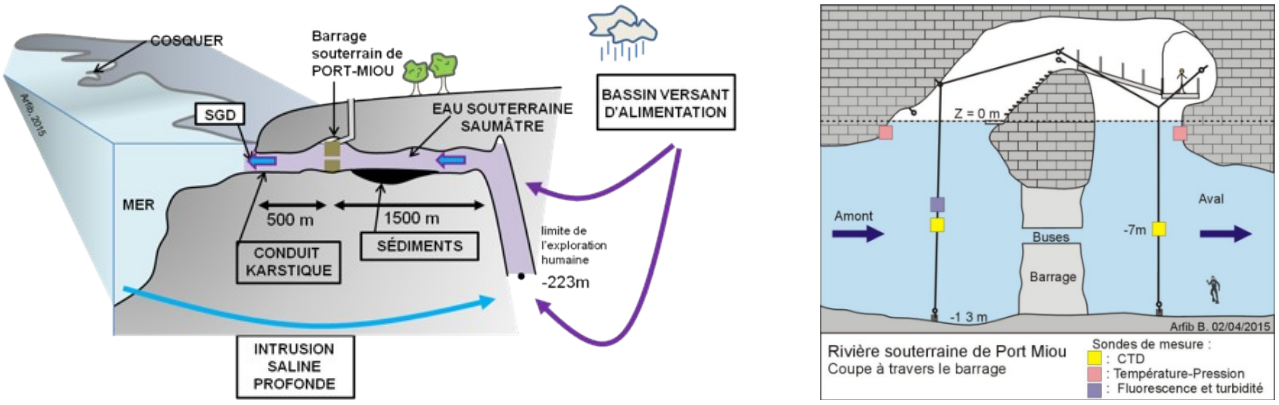

Figure 1 : Gauche : coupe schématique du conduit karstique de Port-Miou depuis la limite de l'exploration en plongée-spéléo (-240m) jusqu'à la mer. Droite : coupe du barrage avec l'implantation des instruments de mesure (Bruno Arfib, www.karsteau.fr).

La géologie de la basse Provence est reconnue comme complexe (figure 2). Elle est marquée par la double influence pyrénéenne (qui a donné sa structure est-ouest aux principaux massifs de la Sainte-Baume et de la Sainte-Victoire) et alpine (voir la carte géologique Aubagne-Marseille (Laville et al., 2018)). Sur la zone d'étude, les principales unités structurales sontl'unité du Beausset au sud. Elle s'étend de la zone toulonnaise à la zone Marseillaise. C'est une unité chevauchante du sud vers le nord. Elle comprend le bassin du Beausset en lui-même incluant à l'ouest le massif des Calanques. Immédiatement au nord, se trouve l'unité de la Sainte-Baume, puis les massifs d'Allauch, du Régagnas et de l'Aurélien. Les chevauchements impliquent l'ensemble de la série carbonatée jurassico-crétacée. Le trias présent sous le jurassique, affleure également dans la vallée de l'Huveaune en amont de Roquevaire, sous forme de carbonates et de gypse. Au niveau d'Aubagne, le bassin oligocène forme une zone subsidente qui contient des alternances de formations argileuses, gréseuses et alluviales, recouvertes par les alluvions récentes de l'Huveaune sur quelques dizaines de mètres

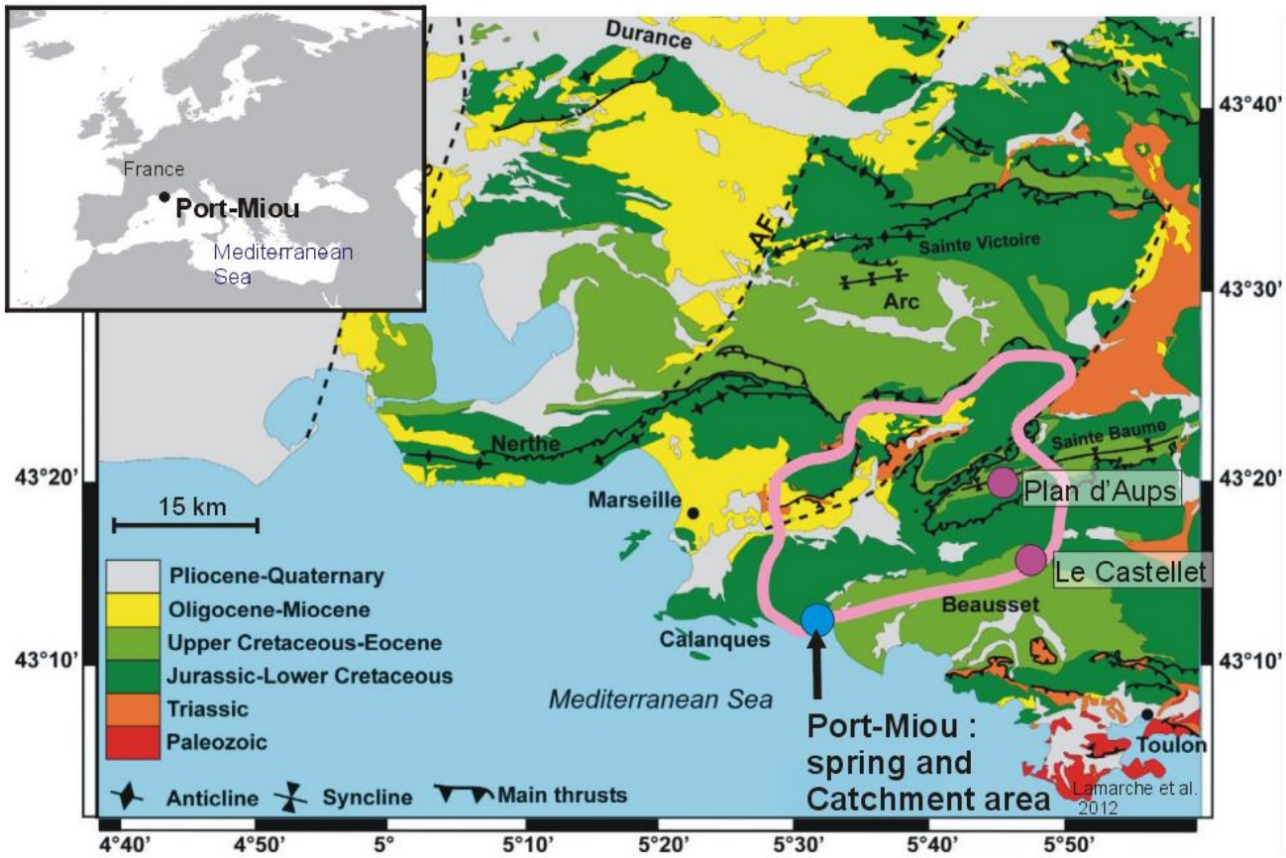

Figure 2 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (tirée de Arfib et Charlier, 2016). Le contour rose délimite le bassin versant la source de Port-Miou.

Dans cet ensemble, les principales unités aquifères sont de deux grands types. Premièrement, les alluvions du bassin Marseille-Aubagne s'étendant le long de l'Huveaune à partir de Roquevaire. Deuxièmement les roches sédimentaires qui couvrent environ les trois-quarts du bassin versant de Port-Miou. Ces derniers sont très hétérogènes de part leur lithologie (calcaires, dolomies, gypses, marnes, calcaires-gréseux) et leur propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité...). Ces ensembles sédimentaires sont très fracturés et affectés par une karstification localement intense (Arfib, 2018). De fait, les écoulements souterrains associés sont complexes et pour une part encore mal compris. Dans ce contexte, de nombreux traçages artificiels ont été réalisés afin de contraindre plus précisément les limites de ce bassin versant (voir (Arfib, 2018), (Fénart, 2019) pour des synthèses). La complexité de la zone d'étude rend la réussite de ces expériences aléatoires et souvent difficiles à interpréter. Des méthodes croisant de multiples traceurs naturels, telles que développées ici, pourraient s'avérer plus pertinentes pour mieux contraindre un bassin versant hydrogéologique.

Le bassin versant hydrogéologique supposé de ces sources inclut la majeure partie de la chaîne de la Sainte-Baume qui domine la basse Provence avec des altitudes dépassant les 1000 mètres. Il est complété par la plaine alluviale en amont d'Aubagne au nord-ouest, les collines du Garlaban et de Carpiagne à l'ouest et par plateau du Castellet au sud. En surface, les écoulements sont représentés essentiellement par le réseau hydrographique du bassin versant de l'Huveaune (figure 3).

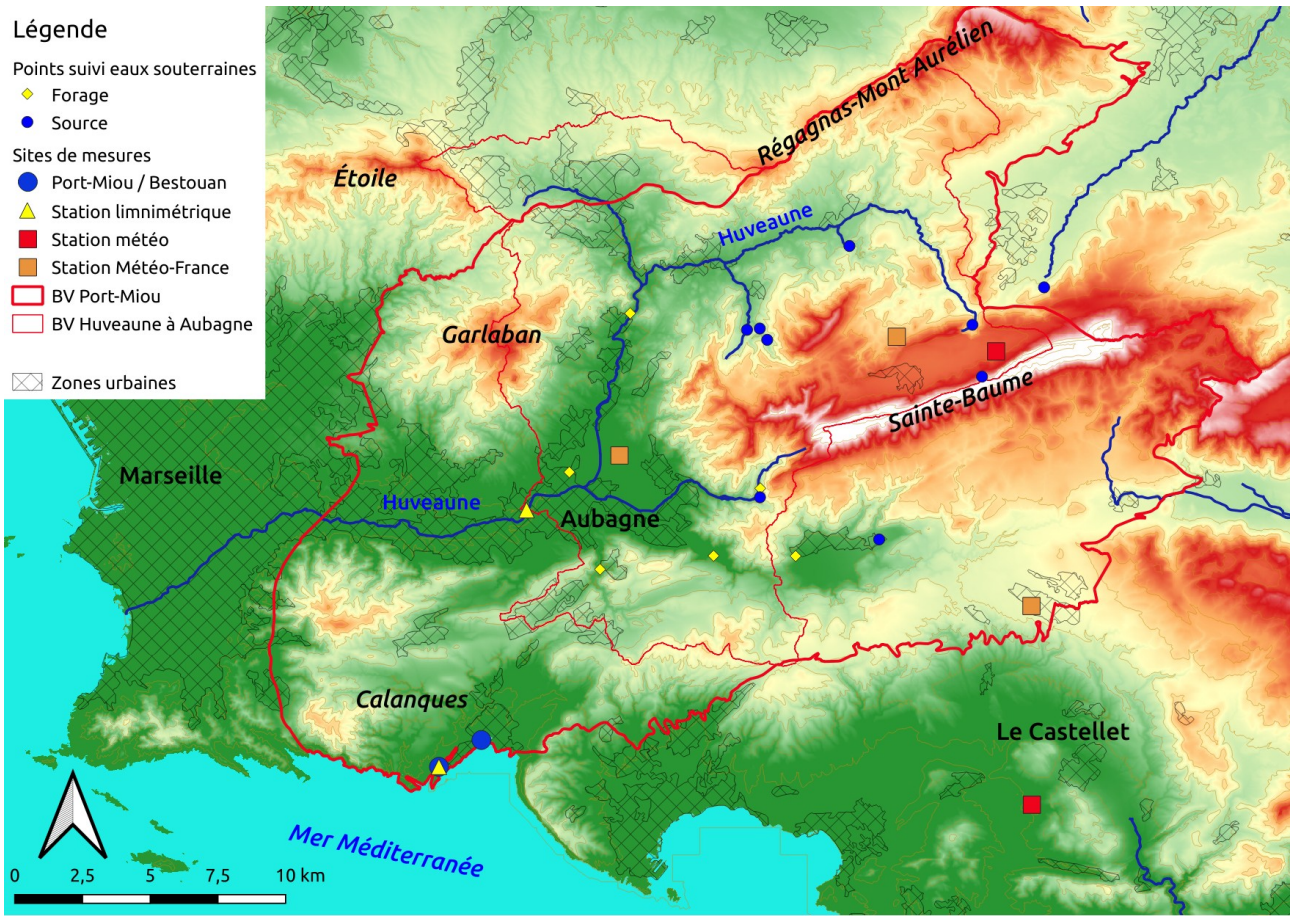

Figure 3 : Contexte géographique de la zone d'étude. Modèle numérique de terrain : Institut géographique National 25m (Courbes de niveau : vert foncé – 150m, vert clair – 300m, jaune – 450m, orange – 600m, rouge – 750m, blanc – 900m). Le forage Bronzo se situe juste au sud d'Aubagne.

Le suivi de salinité et de niveau d'eau débuté lors des thèses de Cavalera (2007), Fournillon (2012) (Fournillon, 2012) et Tassy (2012) (Tassy, 2012) puis poursuivi avec le SNO-Karst, a permis d'acquérir une base de connaissance sur l'hydrosystème karstique côtier de Port-Miou. En particulier, il a été observé que l'eau a une salinité variable au cours de l'année, en fonction du débit, entre des valeurs extrémales de 2 *practical salinity unit* (psu) pour un pic de crue exceptionnel à plus de 13 psu pour les étiages les plus marqués. En référence, la salinité de la mer Méditerranée mesurée dans la baie de Cassis est de 38 psu. De telles échelles de valeurs de salinité des eaux souterraines sont observées dans des systèmes comparables de sources karstiques côtières (Fleury et al., 2007). Cependant, la source de Port-Miou montre une particularité unique : elle garde une salinité non négligeable même lors des crues les plus extrêmes. À l'évidence, au niveau du barrage souterrain de Port-Miou nous avons un mélange entre de l'eau de mer et de l'eau douce continentale (Cavalera, 2007), (Arfib and Charlier, 2016). Des mécanismes d'intrusion saline ont été mis en évidence dans de nombreux sites karstiques côtiers sur des distances bien supérieures à la distance littoral-barrage à Port-Miou (soit environ 500 mètres) (Bayari and Kurttas, 2002), (De Filippis et al., 2016), (Xu et al., 2016). Les salinités mesurées sont difficilement explicables sans impliquer un pôle de mélange marin. En effet, même dans des contextes géologiques particuliers avec des réservoirs riches en sels solubles (halite), les sources locales montrent une salinité bien inférieure (Raesi and Nejati, 2000). Nous soulignons enfin que le mélange observé au niveau du barrage de Port-Miou est effectivement réalisé bien plus en amont. Ce fait est étayé par des données de salinité issues de plusieurs plongées souterraines en scaphandre autonome parcourant la galerie sur environ 2 km en amont du barrage avant de descendre à -240 m de profondeur. Au cours de ces

explorations, la salinité est restée constante depuis le barrage jusqu'au point le plus lointain atteint (Arfib et al., 2018).

3 - Acquisition des données

Cette étude s'appuie sur une base de données hydrogéologique régionale intégrant le bassin versant de Port-Miou. Elle a été acquise depuis le début des années 2010 avec le soutien de divers projets de recherche.

3.1 - Données hydro-physiques

3.1.1 - Mesures sur le site de Port-Miou

Les débits sont estimés à partir de la différence de mise en charge amont/aval au barrage. La relation débit/différence de mise en charge a été calibrée en réalisant des mesures ponctuelles par dilution d'un traceur fluorescent. Cette mesure de débit est complexe pour au moins deux raisons : l'accès difficile au site nécessitant des techniques de spéléologie et de plongée souterraine et la forte variabilité de la station de mesure au niveau du barrage. En effet, ce dernier est construit en partie sur des sédiments meubles régulièrement remobilisés au fil des crues. De fait, les débits estimés à Port-Miou sont marqués par une forte incertitude. D'autre part, il a été montré que les variations de salinité sont un indicateur du débit à Port-Miou (Arfib and Charlier, 2016). Elles marquent les apports d'eau douce qui viennent soutenir les crues. Cette relation est bien illustrée par la figure 4 montrant les variations chronologiques de salinités et de débits entre les années 2011 et 2020.

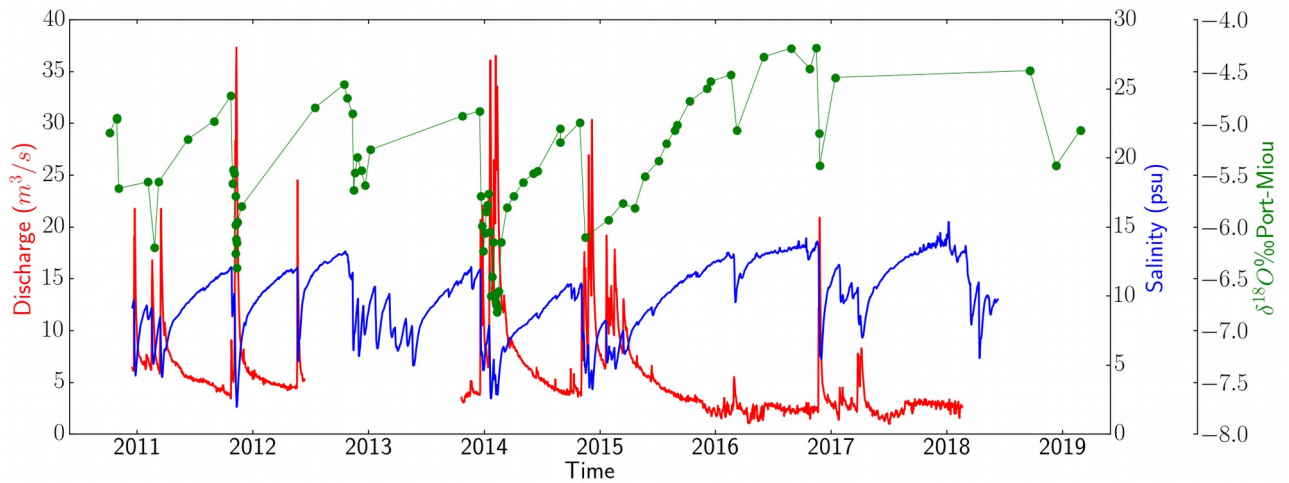

Figure 4 : Chronique 2011-2018 montrant l'évolution du débit (courbe rouge) et de la salinité (courbe bleue) mesurées à Port-Miou barrage. Les points verts montrent les échantillonnages et mesures isotopiques réalisées sur la période. Le temps est donnée en années avec des marques au 1er janvier.

En plus des hauteurs d'eau, la conductivité électrique est suivie en continu en amont et en aval du barrage. Le pas d'acquisition est de 15 minutes. À partir de ces mesures de conductivité électrique, la salinité est calculée en « unité pratique de salinité » selon la méthode classique adoptée par la communauté des océanologues en 1978 (Lewis and Perkin, 1981) et modifiée pour les faibles salinités (Hill et al., 1986).

3.1.2 - Données hydrométriques et météorologiques complémentaires

Les données acquises sont complétées par des données de pluviométrie de Météo-France pour les sites d'Aubagne, du Castellet-Aérodrome et du Plan d'Aups. D'autre part, les débits journaliers de

l'Huveaune à Aubagne sont issus de la banque « Hydro » (www.hydro.eaufrance.fr) mise à disposition par le Service public d'information sur l'eau (www.eaufrance.fr).

3.2 - Données isotopiques

3.2.1 - Les mesures isotopiques

Les mesures isotopiques ont été réalisées dans différents laboratoires avec différentes méthodes entre 2009 et 2021. De fait, les mesures présentées sont hétérogènes. Nous avons cependant vérifié qu'il n'existait aucun biais donnant un écart systématique d'un lot de mesure issu d'un même laboratoire. D'autre part, quelques échantillons prélevés en double ont été analysés par des laboratoires différents. Compte tenu des incertitudes, aucune différence importante n'a été constatée.

Laboratoire	Date	Méthode analytique	Incert. $\delta^{18}O$ (‰)	Incert. $\delta^{2}H$ (‰)
LAMA	2009 - 2010	Spectro. de masse	0.15	1.0
LHA	2011-2013		0.15	1.0
CEREGE	2014	Spectro. de masse Spectro. laser	0.05	1.0
LHA	2015		0.15	1.0
Amsterdam	2016	Spectro. laser	0.10	2.0
Amsterdam	2017	Spectro. laser	0.30	2.0
CEREGE	2019	Spectro. laser	0.05	0.5
LAMA	2020	Spectro. laser	0.15	1.0
LAMA	2021	Spectro. laser	0.10	1.5

Table 1 : Laboratoires d'origine des différentes analyses isotopiques, méthodes de mesure et incertitudes associées. LAMA : Hydrosciences Montpellier, LHA : Laboratoire d'Hydrogéochimie d'Avignon, CEREGE : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement.

3.2.2 - Suivi des précipitations

Deux types de suivis des pluies ont été réalisés :

- des suivis mensuels systématiques ;
- des suivis événementiels.

Un suivi mensuel de la composition isotopique des pluies à été mis en place sur deux sites. Le premier est situé sur la Sainte-Baume sud à 102 mètres d'altitude (station Castellet-Cas). Le second est situé sur la Sainte-Baume nord à 682 mètres d'altitude (station des Béguines). Les deux stations sont composées d'un pluviomètre à auget et d'un entonnoir connecté à un réservoir fermé et enterré assurant une évaporation nulle (Gröning et al., 2012). Ils ont été installés respectivement en novembre 2018 et mars 2019.

Les suivis événementiels ont été réalisés entre septembre 2012 et mars 2018 sur le site du Castellet-Le Brulat et à partir de mars 2018 sur le site du Castellet-Cas. Les deux sites sont situés à moins de 3 km et à des altitudes équivalentes. Les cumuls de pluie isolés n'excédant pas 10 mm ne sont pas échantillonnés. Si un événement dépasse ce seuil, les hauteurs de pluies sont mesurées par un accumulateur et l'eau de pluie est prélevée. Un même événement (de longue durée et/ou intense)

peut donner lieu à plusieurs échantillons. Certains événements ne sont pas pris compte. Ainsi, la représentativité statistique de ces mesures reste à vérifier pour calculer des moyennes annuelles ou mensuelles. Cependant, elles sont très utiles pour mieux cerner les variations isotopiques des pluies et leur corrélation éventuelle à l'origine météorologique des dépressions associées. Enfin, deux échantillons de pluie ont été récoltés à Six-Fours (à 10 km au sud de la station Castellet-Cas sur le littoral) en novembre 2011 sur un fort événement pluvieux donnant lieu à une crue importante.

3.2.3 - Eaux souterraines

Quinze points de suivi des eaux souterraines ont été échantillonnés (sources et forages) couvrant une large partie du bassin versant (figure 6). Elles comprennent des sources et des forages exploités en AEP (avec un pompage actif). Les acquisitions courent de 2008, pour les plus anciennes au printemps 2021. Elles ont été réalisées dans le cadre de divers projets de recherche. La fréquence d'échantillonnage est très variable, elle est de deux mois sur le dernier projet (Karst-Huveaune, thèse de Thibault Garin, 2018-2021).

De la même façon, le suivi isotopique à la source de Port-Miou couvre la même période mentionnée ci-dessus et les fréquences d'échantillonnage sont très irrégulières : deux mois pour certaines périodes avec des interruptions de suivi. Deux crues ont été échantillonnées avec des pas de temps rapprochés (entre 1 semaine et trois jours) en novembre 2011 et décembre 2013-mars 2014 (figure 12 et 13).

3.3 - Calcul de propagation d'erreurs

Compte tenu des erreurs sur les différentes mesures, les calculs de propagation des incertitudes sont réalisés selon la méthode de Monte-Carlo préconisée par le Bureau international des poids et mesures (BIPM, 2008). Cela concerne tous les calculs dérivés des données premières et les différentes régressions statistiques effectuées sur des jeux de données.

Les incertitudes sur les valeurs calculées et celles représentées par les barres d'erreur sur les différentes figures sont quantifiées par un intervalle de confiance à 68 %. La dispersion statistique des valeurs moyennes est quantifiée par une valeur de plus ou moins un écart-type.

4 - Résultats

4.1 - Composition isotopique des eaux régionales

4.1.1 - Les précipitations régionales

La figure 5 montre l'ensemble des données de pluies. Les données mensuelles permettent de calculer des abondances isotopiques moyennes sur une période commune de presque deux ans entre mars 2019 et février 2021. Ces moyennes sont pondérées par les cumuls de précipitations. Elles seront considérées comme caractéristiques du signal d'entrée de notre hydrosystème.

Pour la station des Béguines :

- $\delta^{18}O_{moy} = -6.99‰ \pm 0.08$
- $\delta^{2}H_{moy} = -42.0‰ \pm 0.6$

Pour la station Castellet-Cas :

- $\delta^{18}O_{moy} = -5.94‰ \pm 0.08$
- $\delta^{2}H_{moy} = -35.7‰ \pm 0.5$

Le deuxième chiffre représente l'erreur commise sur la moyenne compte tenu des erreurs de mesure sur les isotopes et sur les cumuls de pluie.

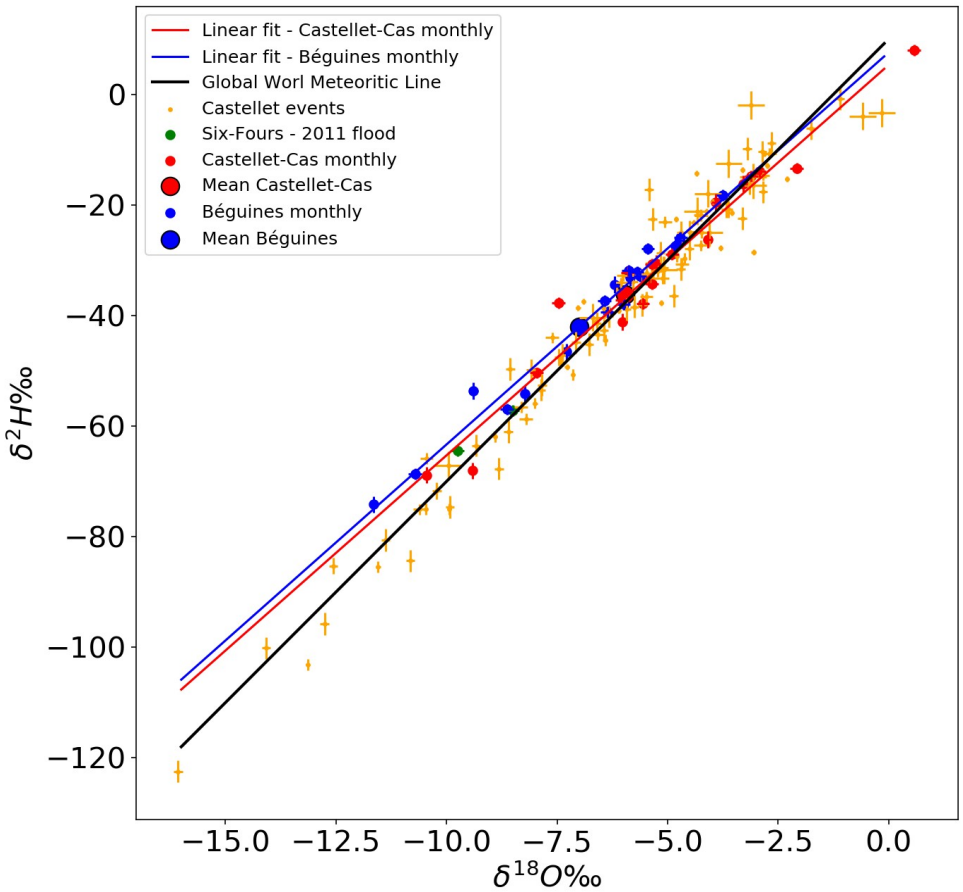

Figure 5 : Ensemble des données isotopiques de pluies (2012-2021), novembre 2011 à Six-Fours pour l'événement de crue associé (ronds verts). Les droites rouges et bleues sont les ajustements linéaires sur les relevés mensuels respectivement au Castellet-Cas, et à la Sainte-Baume-Béguines sur une période commune de mars 2019 à mars 2021. Les gros ronds rouges et bleus sont les moyennes pondérées par les cumuls de précipitation sur la même période. Les petits ronds jaunes représentent tous les événements de pluie échantillonnés selon le protocole décrit en 4.2.1.

Compte tenu de la différence d'altitude entre ces deux stations, ces valeurs correspondent à un gradient altitudinal en abondance isotopique de l'oxygène de -0.17 ‰ / 100 m. Cette valeur est comparable à des études réalisées en contexte méditerranéen (Tazioli et al., 2019), (Ait Brahim et al., 2016).

Des régressions linéaires sont effectuées sur les données mensuelles au Castellet-Cas (droite rouge) et à la Sainte-Baume-Béguines (droite bleue). Les données utilisées sont limitées à la période commune. Les résultats des régressions sont montrés ci-dessous :

- $\delta^{2}H = 7.06 \pm 0.14\,\delta^{18}O + 5.3 \pm 0.8\,(‰)$ (Castellet-Cas)
- $\delta^{2}H = 7.09 \pm 0.17\,\delta^{18}O + 7.6 \pm 1.2\,(‰)$ (Sainte-Baume-Béguines)

La valeur de la pente dérivée pour les deux stations est proches de 7 et plus faible que la référence mondiale (8). De même, les coefficients constants sont plus faibles que la référence mondiale (10 ‰). Ces résultats issus de deux ans d'échantillonnages demandent à être consolidés.

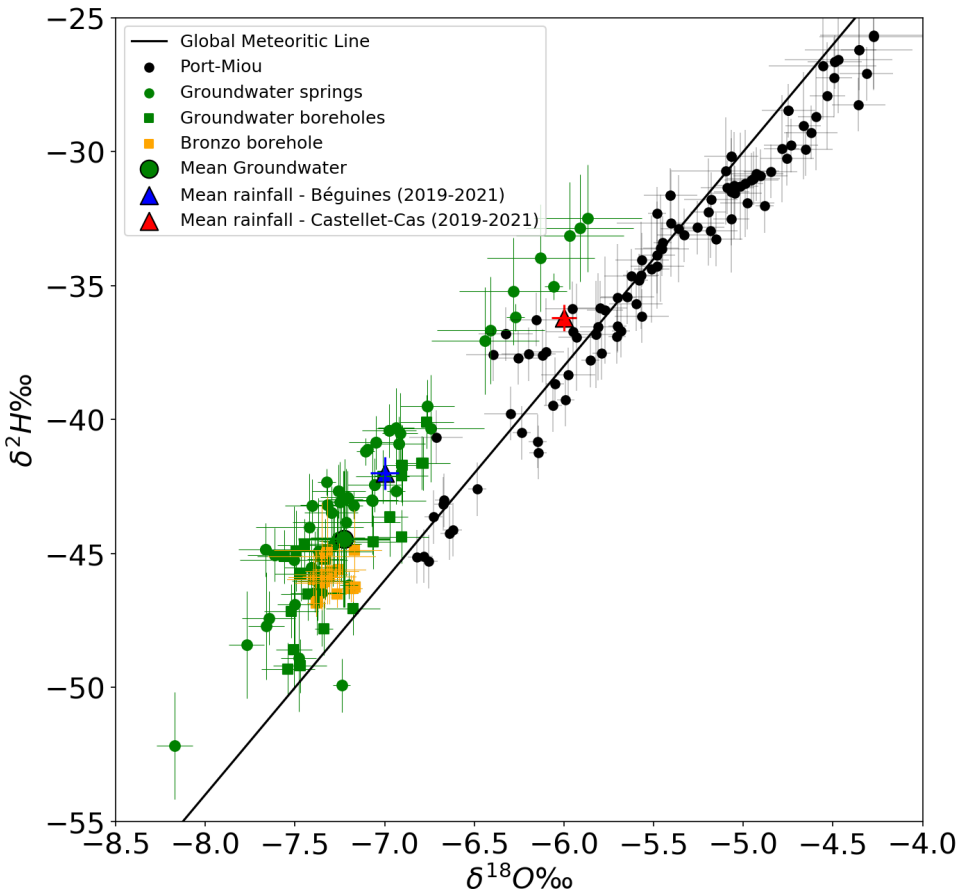

Figure 6 : Abondance isotopique de l'oxygène en fonction de l'abondance isotopique de l'hydrogène pour les différents points d'eaux souterraine échantillonnées : sources (cercles) et forages (carrés). Les rond noirs montrent les valeurs isotopiques à Port-Miou. Les symboles verts montrent les différents points d'eau souterraine échantillonnés sur le bassin versant, la moyenne et l'écart-type sont représentés par le gros rond vert et ses barres d'erreur. Les carrés orange représentent le forage de la carrière Bronzo. Le triangle bleu est la moyenne pondérée des pluies à la station Plan d'Aups – Béguines (période mars 2019 - mars 2021). Le triangle rouge est la moyenne pondérée des pluies à la station Castellet-Cas (période mars 2019 - mars 2021). La droite météoritique mondiale (trait noir plein) est montrée pour référence.

4.1.2 - Les eaux souterraines

La figure 6 montre les mesures isotopiques des eaux souterraines dans un diagramme $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$. L'ensemble de ces données est assez dispersé (entre -8 et -6.5 ‰ pour $\delta^{18}O$). Les valeurs les plus enrichies (jusqu'à -6 ‰ en $\delta^{18}O$) correspondent à un suivi de crue sur une source avec des précipitations particulièrement enrichies. Ce suivi peut être considéré comme un phénomène isolé et exclu des moyennes et écart-types suivants :

$$\delta^{18}O_{moy} = -7.23\,‰ \pm 0.26$$

$$\delta^{2}H_{moy} = -44.5\,‰ \pm 2.5$$

Parmi ces données, les mesures faites sur le forage Bronzo (16 mesures entre 2013 et 2021) montrent une grande stabilité chimique et isotopique (figure 6).

4.2 - Salinité et composition isotopique de la source de Port-Miou

Sur la période d'étude, environ 90 prélèvements d'échantillons d'eau ont permis de réaliser des mesures d'abondance isotopique (figure 4). La fréquence typique de prélèvement est tous les deux mois avec des irrégularités dans le suivi. Les crues de novembre 2011 et de décembre 2013-mars 2014 ont été échantillonnées avec une fréquence plus élevée (entre un et trois jours). Les valeurs isotopiques montrent de fortes variations. Pour les abondances en oxygène 18, on observe des valeurs entre -6.8 ‰ (crues) et -4.3 ‰ (étiages). En première lecture, sur un diagramme isotopique, les points se distribuent grossièrement autour de la droite météoritique mondiale (figure 6).

5 - Composition isotopique et volumes des eaux douces alimentant Port-Miou

5.1 - Démarche Méthodologique

5.1.1 - Mise en évidence d'un mélange

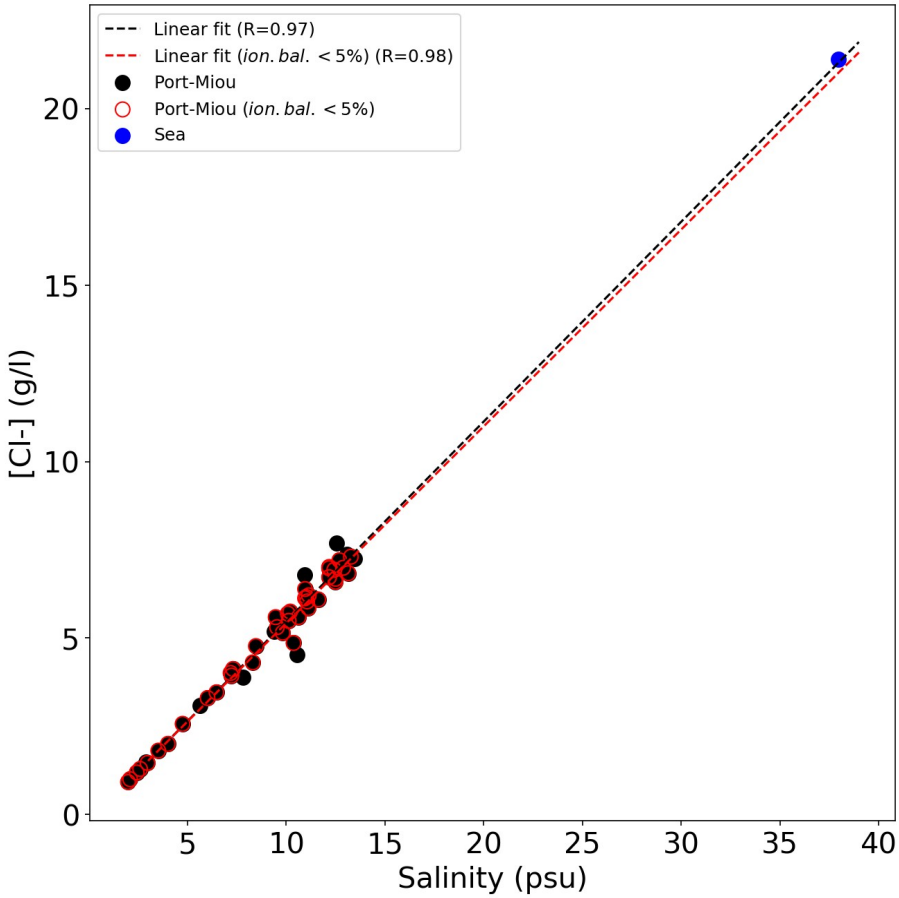

Figure 7 : Relation salinité-concentration en ions chlorure pour le site de Port-Miou (points noirs). Le point bleu représente la valeur de la mer Méditerranée. La droite pointillée noire montre la meilleure régression linéaire sur tous les points. La droite pointillée rouge montre la meilleure régression linéaire pour les points de mesure présentant une balance ionique inférieure à 5 %(points cerclés en rouge).

Le meilleur indicateur de mélange devrait être la concentration en ions dissous dominants dans l'eau de mer. Parmi ceux-ci, l'ion chlorure, en plus d'être le plus abondant dans les eaux marines est

aussi reconnu comme étant conservatif dans les processus de mélange (Fabryka-Martin et al., 1987). Ainsi, la concentration en ions chlorure (Sappa et al., 2019) ou un index témoignant de la concentration en ions dominant (chlorures, sodium, sulfate et magnésium) (Tomaszkiewicz et al., 2014) sont communément utilisés dans des contextes de quantification de l'importance de l'intrusion saline. Cependant, la salinité peut aussi directement être utilisée dans le même objectif. La figure 7 montre la relation entre la concentration en ions chlorure et la salinité pour environ 50 mesures réalisées au niveau du barrage de Port-Miou. Un point de référence pour la mer Méditerranée est figuré en bleu foncé. Une excellente corrélation linéaire est montrée entre la salinité et la concentration en ions chlorure (coefficient de régression : 0.97). De plus, la droite de régression passe au plus près du point marin. La mesure des ions majeurs pour des concentration élevées en sels dissous est difficile et implique plusieurs dilutions successives augmentant les incertitudes de mesure. La balance ionique permet d'avoir une indication sur la cohérence des mesures d'ions majeurs. Nous avons vérifié la robustesse de la régression réalisée en éliminant les mesures présentant un écart sur la balance ionique supérieure à ±5 % (coefficient de régression : 0.98). En conséquence, la salinité est une grandeur adaptée pour calculer les fractions de mélange.

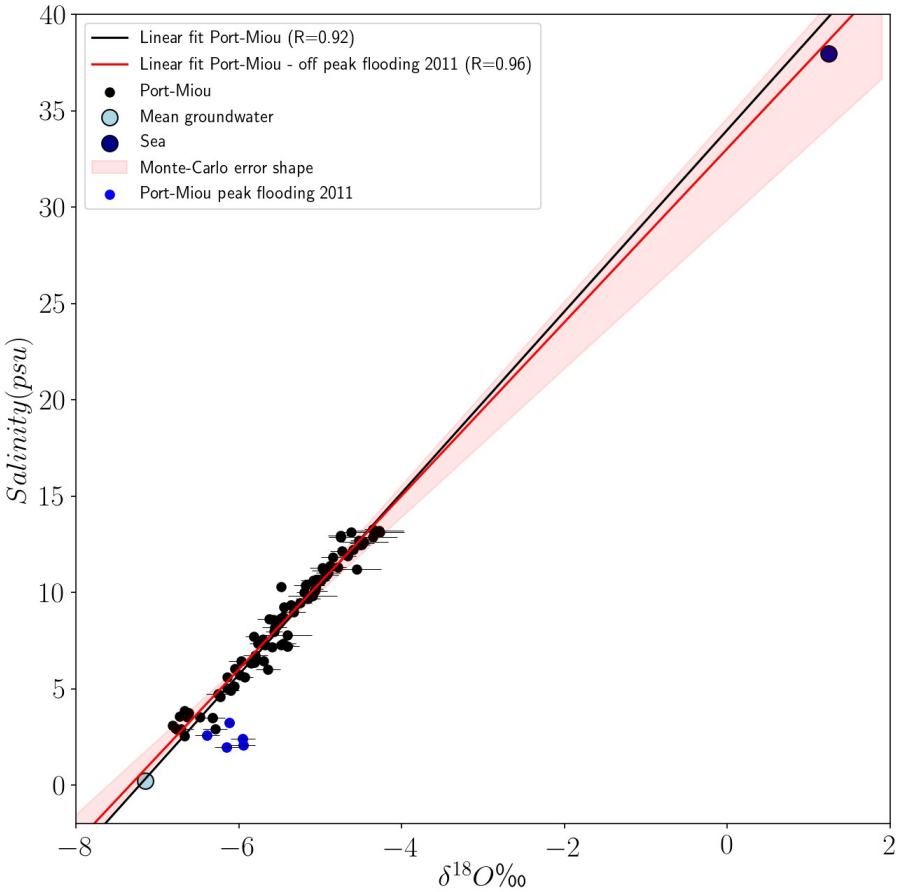

Figure 8 : Abondance isotopique en oxygène 18 – salinité pour les données de Port-Miou. Les deux pôles de mélange pressentis sont montrés : rond bleu foncé pour la mer, rond bleu clair pour les eaux souterraines moyennes. La droite noire est la régression linéaire effectuée sur tous les points. La droite rouge est la régression linéaire effectuée en éliminant les points du pic de crue de novembre 2011 (de très basse salinité). L'enveloppe rouge montre la sensibilité aux erreurs de l'ajustement sur l'échantillon réduit par une méthode de Monte-Carlo.

La pertinence de notre modèle de mélange est vérifiée en réalisant une série de régressions linéaires sur les données de Port-Miou. La figure 8 montre l'abondance isotopique en oxygène 18 en fonction de la salinité. Une première régression incluant tous les points de mesure montre une bonne corrélation (R=0.92) passant proche du point représentant la mer. Une deuxième corrélation est faite en éliminant les points du pic de crue de novembre 2011 (crue exceptionnelle montrant des salinités

très basses) montre une corrélation renforcée (R=0.96) tout en se rapprochant du point marin. Compte tenu des erreurs de mesure, une simulation de Monte-Carlo permet de montrer la sensibilité de l'ajustement réalisé. Ainsi le point marin situé loin des valeurs de salinité et d'abondance isotopique en oxygène 18 de Port-Miou utilisées pour l'ajustement, est compatible avec un bon alignement de la droite de régression. Ces premières vérifications qualifient l'utilisation de la salinité pour calculer les fractions d'eau douce et d'eau de mer au point de mesure.

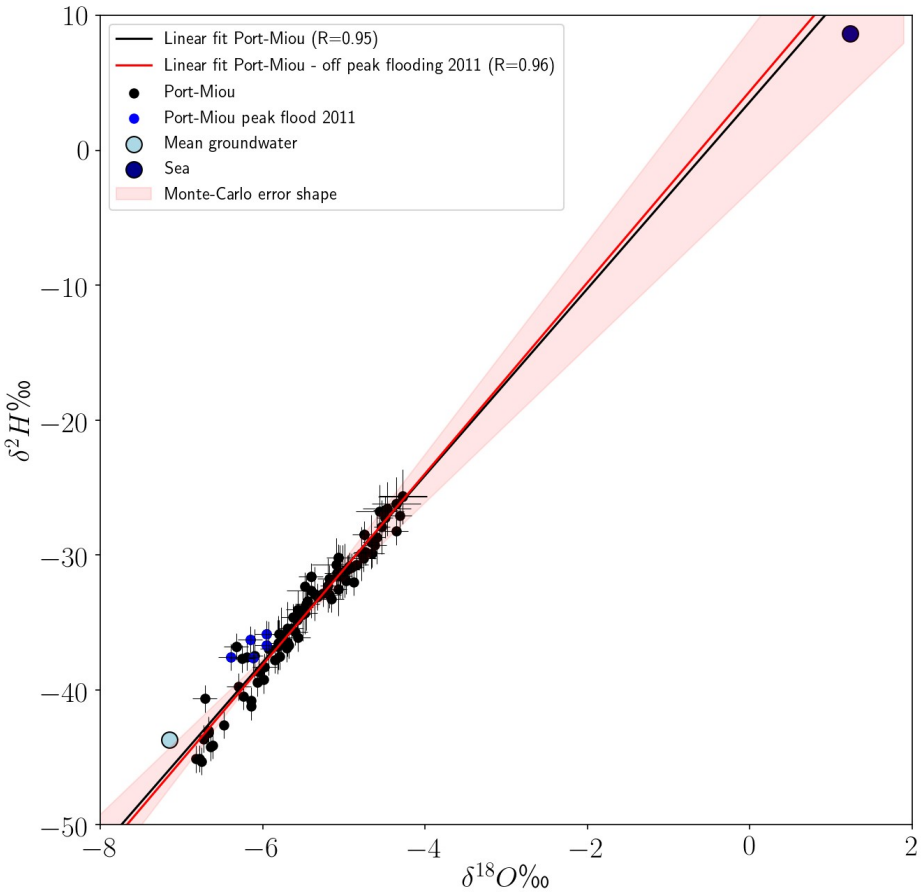

Figure 9 : Abondance isotopique en oxygène 18 – abondance isotopique en deutérium pour les données de Port-Miou. Les deux pôles de mélange pressentis sont montrés : rond bleu foncé pour la mer, rond bleu clair pour les eaux souterraines. La droite noire est la régression linéaire effectuée sur tous les points. La droite rouge est la régression linéaire effectuée en éliminant les points du pic de crue de novembre 2011 (de très basse salinité, ronds bleus) . L'enveloppe rouge montre la sensibilité aux erreurs de l'ajustement sur l'échantillon réduit par une méthode de Monte-Carlo.

D'autre part, la figure 9 montre l'abondance isotopique en oxygène 18 en fonction de l'abondance isotopique en deutérium pour les données de Port-Miou. De la même façon qu'au paragraphe précédent, une première régression utilise tous les points disponibles et montre une bonne corrélation (R=0.95) passant à proximité du point marin. Un deuxième ajustement excluant les point de faible salinité de la crue de 2011 donne des résultats similaires (R=0.96). Ici encore, la sensibilité de l'ajustement relativement aux erreurs de mesure montre une bonne compatibilité entre le modèle de régression réalisé sur les données de Port-Miou et l'alignement du point marin. Cela qualifie l'utilisation de la deuxième équation de mélange pour dériver les abondances isotopiques du pôle eau douce.

5.1.2 - Équations de mélange et détermination de la composition isotopique du pôle eau douce

Connaissant les caractéristiques chimiques (conductivité, salinité, température) d'un pôle (la mer) et du mélange (l'eau saumâtre de Port-Miou), notre objectif est donc d'utiliser une équation de mélange afin de déduire les proportions en eau douce et en eau de mer. Connaissant les propriétés isotopiques du pôle marin et du mélange, nous pourrons dans un deuxième temps, utiliser cette fraction d'eau douce pour calculer les propriétés isotopiques du mélange.

Supposons un hydrosystème avec deux composantes de mélange présentant des valeurs contrastées sur un observable mesurable et conservatif (concentration en ion chlorure, isotope stable de l'eau, salinité…). Soit respectivement CO_{mix}, CO_1 et CO_2 les observables mesurables associées au mélange, au pôle 1 et au pôle 2. On considère d'autre part des grandeurs permettant de quantifier les flux comme les débits ou les volumes. Soit Q_{mix}, Q_1 et Q_2 ces grandeurs associées respectivement au mélange, au pôle 1 et au pole 2. On peut aussi travailler avec les proportions de mélange F_1 et F_2. Les équations de conservation s'écrivent :

$$Q_{mix} = Q_1 + Q_2 \qquad \text{(1 : conservation de la masse d'eau)}$$
$$CO_{mix} Q_{mix} = CO_1 Q_1 + CO_2 Q_2 \qquad \text{(2 : conservation de la matière)}$$
$$1 = F_1 + F_2 \qquad \text{(3 : conservation des proportions)}$$

En combinant les équations (1) et (3) nous pouvons dériver la proportion d'un des deux composants :

$$F_1 = \frac{CO_{mix} - CO_2}{CO_1 - CO_2} \quad (4)$$

Connaissant les observables (CO) pour le mélange et un des pôles, il n'est pas nécessaire de maîtriser les débits ou les volumes pour dériver les proportions de mélange.

Le même raisonnement de conservation de la matière peut s'appliquer avec les abondances isotopiques. Considérant les fractions de mélange, on peut écrire des équations similaires à (1) et (3) :

$$\delta^{18} O_{mix} = \delta^{18} O_1 F_1 + \delta^{18} O_2 F_2 \qquad (5)$$

En combinant les équations (4) et (5), l'abondance isotopique en oxygène d'un des pôle de mélange s'écrit de la manière suivante :

$$\delta^{18} O_1 = \delta^{18} O_2 + \frac{\delta^{18} O_{mix} - \delta^{18} O_2}{F_1} \qquad (6)$$

La même équation peut s'écrire pour l'abondance isotopique du deutérium. Ainsi en connaissant les caractéristiques selon l'observable CO du mélange et des deux pôles, les caractéristiques isotopiques du mélange et d'un des pôles, nous pouvons calculer les propriétés isotopiques du deuxième pôle. Pour que la méthode soit applicable, il faut que les deux pôles de mélange aient des valeurs suffisamment contrastées selon la propriété CO.

5.1.3 - Définition des pôles de mélange

Vu les arguments développés dans le paragraphe ci-dessus, nous assumons l'hypothèse d'un mélange entre deux masses d'eau au niveau du barrage de Port-Miou. La mer constitue un premier pôle de mélange, l'autre pôle est l'eau douce continentale dont nous allons chercher à caractériser les propriétés isotopiques.

La salinité et les abondances isotopiques de la mer ont été mesurées localement dans la baie de Cassis (deux mesures). Les incertitudes représentent les erreurs instrumentales et la variabilité naturelle. Ces valeurs sont très voisines de mesures isotopiques et de salinités opérées en méditerranée occidentale (Pierre, 1999).

Caractéristiques du pôle marin :

- salinité : 38 ± 0.5 psu
- $\delta^{18}O$: 1.22 ‰ ± 0.10
- $\delta^{2}H$: 8.6 ‰ ± 0.4

Concernant le pôle doux, on observe une forte variabilité de la salinité selon les différents points d'eau souterraine. Cependant, ces valeurs restent très faibles par rapport à la salinité de la mer. La propagation de ces incertitudes sur nos calculs à venir sera négligeable.

Enfin, il faut définir la salinité du pôle eau douce continentale. Dans notre schéma, celui-ci est variable, mais vu la très faible salinité du pôle eau douce par rapport au pôle marin, ces variations sont négligeables sur le calcul final. Ce pôle est fixé à une valeur moyenne de 750 ± 250 µS/cm. Soit en équivalent de salinité : 0.28 ± 0.1 psu.

5.2 - Évolution saisonnière et interannuelle de la composition isotopique du pôle « eau douce »

Par application de l'équation (3) et selon les salinité des pôles de mélange définis au paragraphe précédent, nous pouvons calculer la proportion d'eau douce et d'eau de mer composant le mélange observé au niveau du barrage de Port-Miou. Cette proportion représente 65 % d'eau douce et 35 % d'eau de mer pour les étiages sévères correspondant à une salinité d'environ 13 psu. Pour une crue annuelle, les proportions sont d'environ 80 % d'eau douce et 20 % d'eau de mer pour une salinité typique de 8 psu. Enfin, pour une crue exceptionnelle (comme celle observée sur le site de Port-Miou en novembre 2011), on a un maximum de 95 % d'eau douce au pic de crue pour une salinité inférieure à 2 psu.

La figure 10 montre un chronogramme sur la période 2011-2018 avec l'évolution de la salinité. Cette dernière a été utilisée pour séparer les crues et les récessions par une sélection manuelle. Il aurait été difficile de choisir un critère unique, comme un seuil de salinité, car les dynamiques de mélange (et les variations de salinité) sont assez différentes d'une crue à l'autre. Sur cette figure, sont aussi représentés les points de mesure en $\delta^{18}O$ à Port-Miou et le pôle doux calculé par l'équation 6. Les crues (symboles bleus) et récessions (symboles rouges) sont séparées. Les caractéristiques isotopiques du pôle doux calculé pour les récessions sont très similaires à la moyenne des eaux souterraines régionales (trait vert plein) avec une faible amplitude de variation. La crue de novembre 2011 montre des valeurs isotopiques particulièrement enrichies alors que les autres crues restent dans la gamme de variations des valeurs isotopique des eaux souterraines (traits verts hachurés).

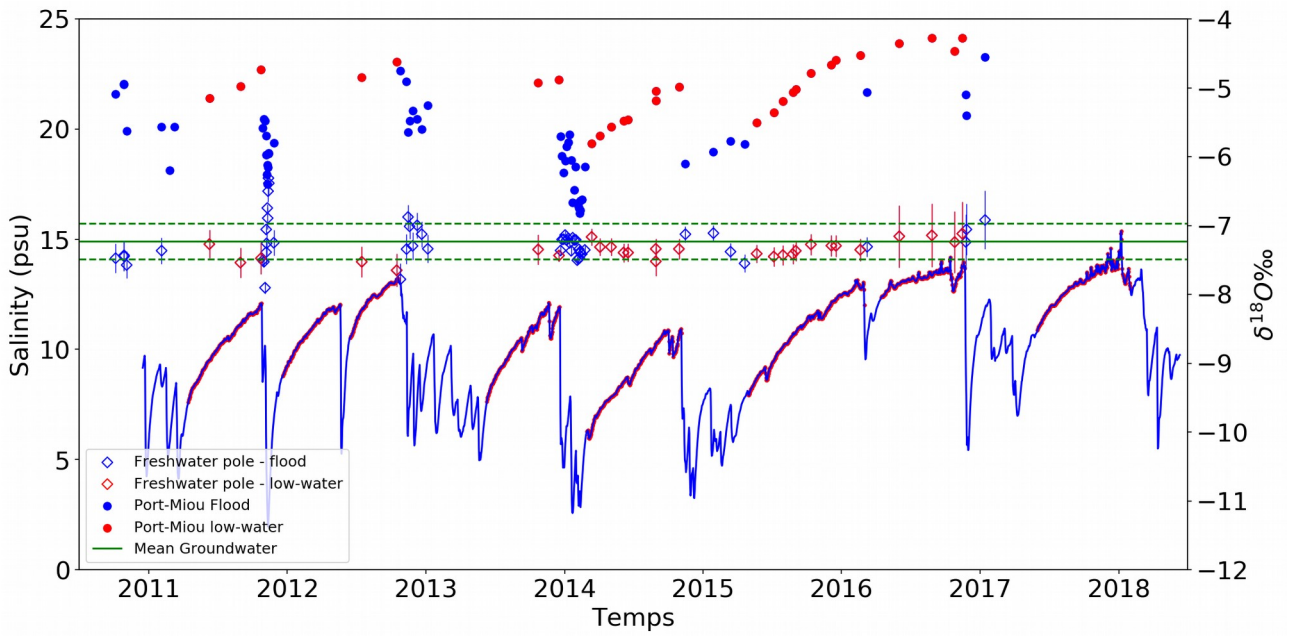

Figure 10 : Salinité (ordonnée de gauche) et abondance isotopique de l'oxygène 18 (ordonnée de droite) en fonction du temps entre les années 2011 et 2018. La courbe bleue montre l'évolution de la salinité. La sur-courbe rouge définie les périodes de récessions choisies manuellement. Les ronds rouges et bleus représentent respectivement les mesures isotopiques en étiage et en crue à Port-Miou. Les losanges vides rouges et bleus représentent respectivement les valeurs isotopiques du pôle doux calculé. Le trait plein vert représente la moyenne des eaux souterraines. Les traits hachurés verts définissent la moyenne plus ou moins un écart-type. Le temps est donnée en années avec des marques au 1er janvier.

La figure 11 montre sur un diagramme isotopique, les caractéristiques du pôle eau douce calculé avec identification des crues et récessions. Naturellement, le pôle marin enrichi ayant été extrait, la valeur moyenne est plus appauvrie que le mélange représenté par les données de Port-Miou. La dispersion des valeurs est également plus faible. Les abondances isotopiques du pôle doux pour l'étiage sont peu dispersées (en dehors de quelques points) et ont des valeurs très similaires à la valeur moyenne du forage Bronzo. La valeur moyenne des eaux souterraines est légèrement plus enrichie que cette dernière. Les valeurs en crue, associées à de fortes variations de salinité, montrent des variations en abondances isotopiques plus fortes que pour les étiages. Comme vu sur la figure 10, la crue de novembre 2011 montre des valeurs isotopiques du pôle doux particulièrement enrichies.

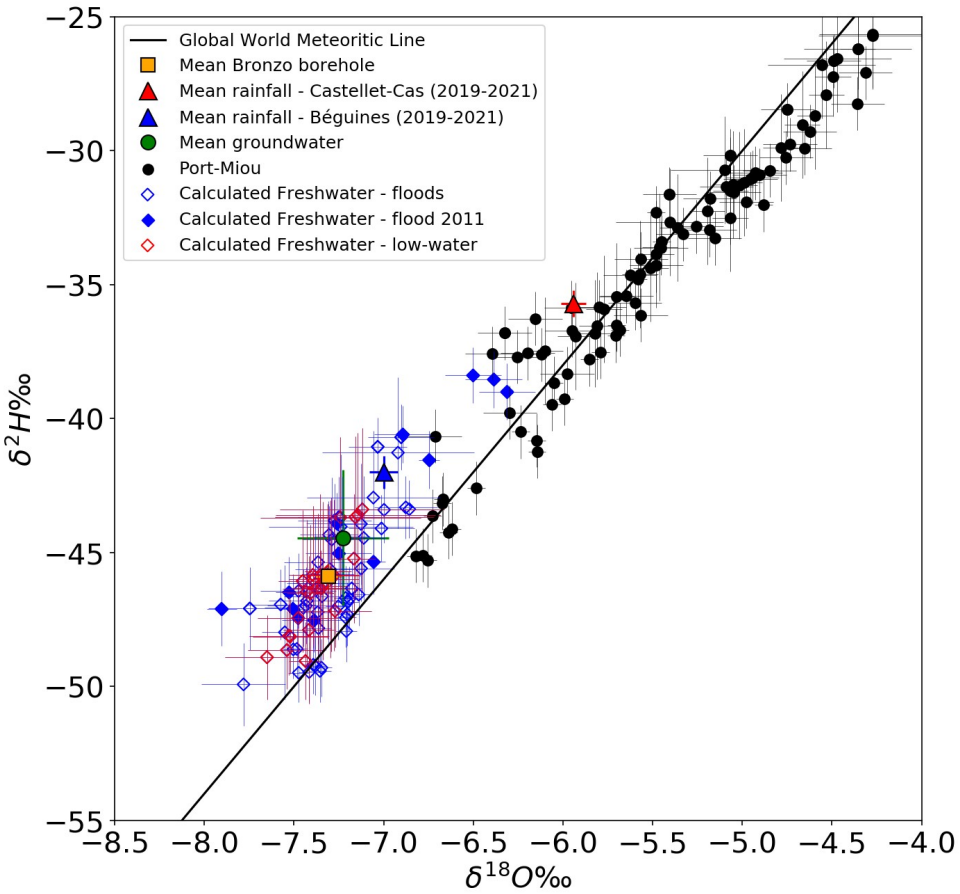

Figure 11 : Abondance isotopique en oxygène 18 – abondance isotopique en deutérium pour les données de Port-Miou (ronds noirs) et les calculs de pôle doux associé en crue (losanges vides bleus) et en récession (losanges vides rouges). La crue de 2011 est identifiée par les losanges bleus pleins. Le rond vert et les barres d'erreur associées montrent la moyenne et l'écart-type des eaux souterraines. Le carré orange montre la moyenne et l'écart-type du forage Bronzo. Le triangle bleu est la moyenne pondérée des pluies à la station Plan d'Aups – Béguines (période mars 2019 - mars 2021). Le triangle rouge est la moyenne pondérée des pluies à la station Castellet-Cas (période mars 2019 - mars 2021). La droite météoritique mondiale (trait noir continu) est montrée pour référence.

5.3 - Volumes mis en jeu dans l'hydrosystème de Port-Miou

Les mesures de débits réalisées à Port-Miou peuvent être comparées aux volumes mis en jeu dans le bassin versant topographique de l'Huveaune, dans sa partie en amont d'Aubagne. Le fleuve côtier Huveaune et ses principaux affluents sont les seuls écoulements significatifs pérennes de surface. À la station hydrométrique d'Aubagne, le bassin versant topographique a une superficie de 245 km². Le parcours aval de l'Huveaune vers la mer, essentiellement sur la commune de Marseille, ne concerne pas le bassin versant de Port-Miou (figure 2).

Une valeur annuelle de pluie représentative du bassin versant de l'Huveaune est estimée en se basant sur trois stations météorologiques : Aubagne (altitude 130 m), Le Castellet-Aérodrome (altitude : 417 m), Le Plan d'Aups (altitude 605 m). Les données sont fournies par Méteo-France. Pour chaque année, un gradient altitudinal est calculé sur les cumuls annuels des trois stations de référence. Ayant estimé par ailleurs la fraction de surface du bassin versant pour chaque tranche d'altitude de 100m (entre 0 et 1180m), nous pouvons calculer une pluie moyenne pondérée compte tenu des variations de altitudinales du bassin versant.

La table 2 montre l'évolution en années hydrologiques (1er octobre-30 septembre) des écoulements mis en jeu dans le système.

Année hydro	Pluie (mm)	V_{HUV} ($10^6 m^3$)	V_{PM} ($10^6 m^3$)	V_{PM-D} ($10^6 m^3$)	V_{HUV}/Pluie	V_{PM-D}/V_{HUV}
2011/2012	774	36			0.19	
2012/2013	734	33			0.18	
2013/2014	956	41			0.17	
2014/2015	1060	58	240	198	0.22	3.4
2015/2016	849	46	241	198	0.22	4.3
2016/2017	508	9	80	54	0.07	6.0
2017/2018	725	23	96	70	0.13	3.0
2018/2019	829	18			0.09	
2019/2020	751	34			0.18	

Table 2 : Écoulements cumulés annuels représentatifs du bassin versant de Port-Miou (années hydrologiques 1er octobre-30 septembre). Colonne 1 : pluie moyenne pondérée (mm). Colonne 2 : volume annuel cumulé de l'Huveaune à Aubagne (millions de m³). Colonne 3 : volume annuel cumulé de la source de Port-Miou (millions de m³). Colonne 4 : volume annuel cumulé d'eau douce à la source de Port-Miou. Colonne 5 : rapport pluie sur le bassin versant de l'Huveaune (245 km²) sur écoulement de surface. Colonne 6 : rapport eau douce à Port-Miou (colonne 5) sur écoulement de surface (colonne 2).

Sur le bassin versant topographique de l'Huveaune à Aubagne, les eaux de surface représentent entre 20 % et moins de 10 % pour les années déficitaires de la pluie annuelle. Le complément se répartissant entre l'évapotranspiration et l'infiltration dans le sous-sol vers un autre exutoire. Les écoulements souterrains représentent entre trois et six fois les écoulements de surface de l'Huveaune.

5.4 - Présentation de deux événements de crue

5.4.1 - Crue de novembre 2011

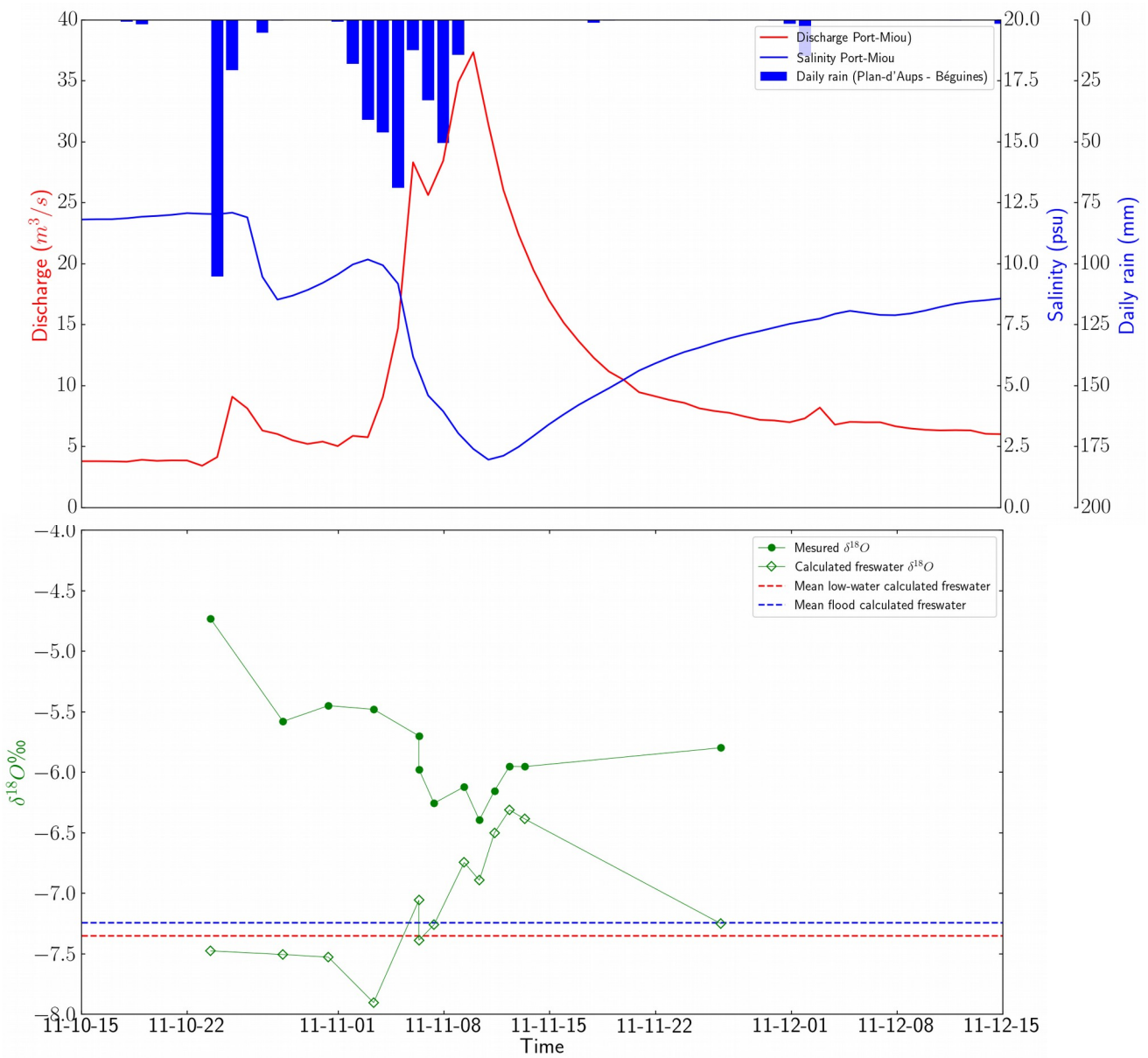

Figure 12 : Crue de novembre 2011. Haut : Mesures de débit (courbe rouge) et de salinité (courbe bleue) à Port-Miou. Pluie journalière cumulée à la station Météo-France du Plan-d'Aups (barres bleues). Bas : Mesures isotopiques en $\delta^{18}O$ à Port-Miou (ronds verts), pôle doux calculé (losanges verts). La moyenne du pôle doux calculé est montrée pour les récessions (ligne rouge hachurée) et pour les crues (ligne bleue hachurée).

La crue de 2011 s'est mise en place avec de très fortes précipitations juste après la période d'étiage de l'été-automne. Du 24 octobre au 9 novembre, on compte 420 mm de pluie cumulée à la station Météo-France du Plan-d'Aups. Soit environ 50 % de la pluie annuelle. En conséquence, c'est une crue exceptionnelle qui a été suivie à Port-Miou avec des valeurs mesurées de salinité extrêmement basses (inférieures à 2 psu au pic de crue) (figure 12-haut). Le 24 octobre, n premier épisode pluvieux très intense donne une augmentation de débit de 4 à 8 m³/s. Ensuite une semaine de fortes pluies continues provoque un débit de pointe de 38 m³/s. En début de crue, elle montre des valeurs isotopiques très enrichies au pic de crue avec de fortes variations (figure 12-bas). Ces valeurs sont bien plus enrichies que toutes les eaux souterraines échantillonnées sur le bassin versant.

Malheureusement, nous ne disposons pas de mesures isotopiques des pluies locales sur cet épisode de crue.

5.4.2 – Crue de Décembre 2013 / mars 2014

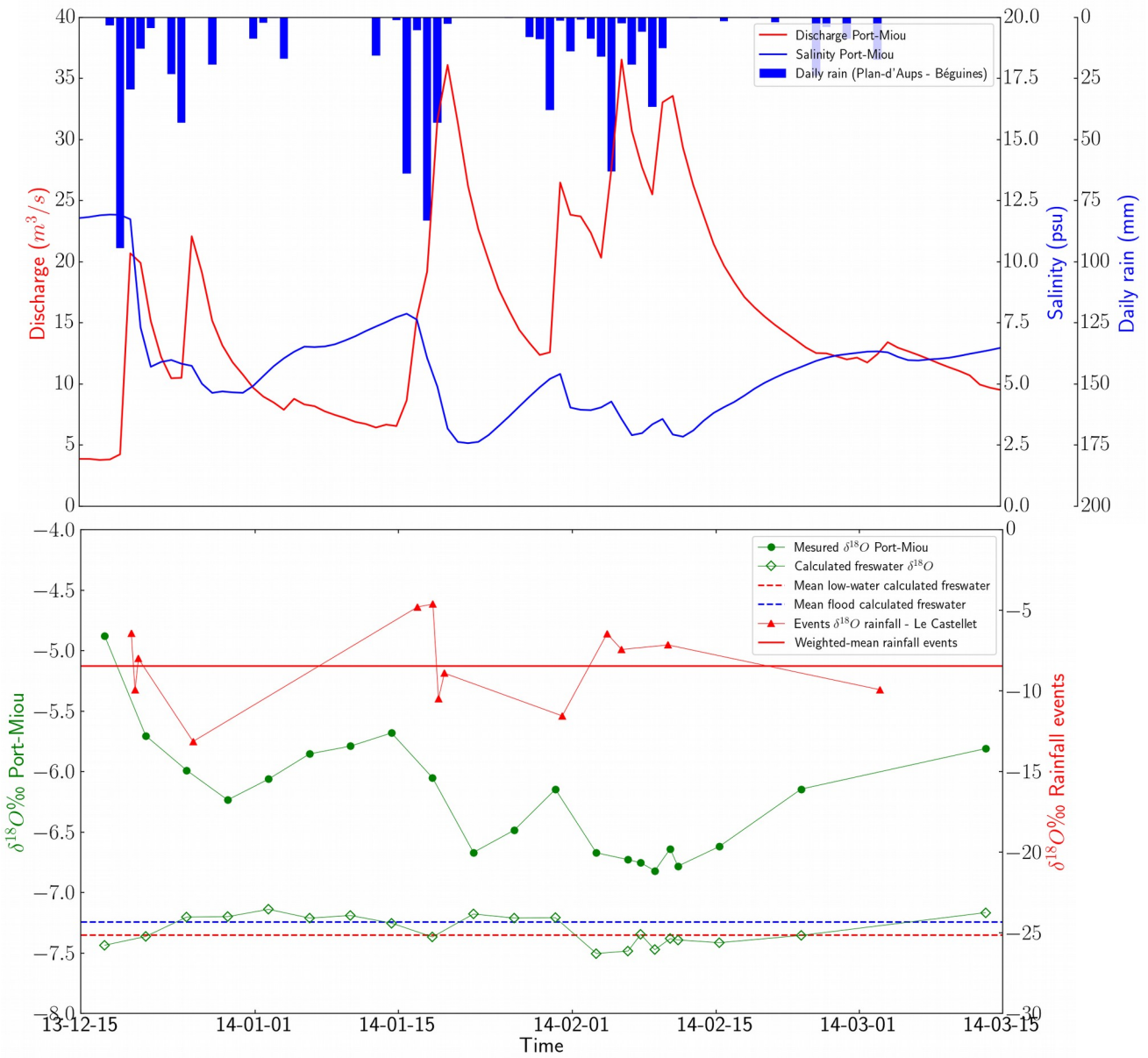

Figure 13 : Crue de l'hiver 2014. Haut : Mesures de débit (courbe rouge) et de salinité (courbe bleue) à Port-Miou. Pluie journalière cumulée à la station Météo-France du Plan-d'Aups (barres bleues). Bas : Mesures isotopiques en $\delta^{18}O$ à Port-Miou (ronds verts), pôle doux calculé (losanges verts). La moyenne du pôle doux calculé est montrée pour les récessions (ligne rouge hachurée) et pour les crues (ligne bleue hachurée). Les triangles rouges représentent les mesures isotopiques de la pluie sur cet épisode (protocole décrit en 3.2.2). La ligne rouge continue est la moyenne pondérée des événements de pluie. Attention, aux différences d'échelles.

Cet épisode de crue a été suivi avec un pas de temps resserré (entre une semaine et trois jours) dans le cadre du travail de stage de master STPE de 2e année de Jonathan Pouteaux (Pouteaux, 2014). Les prélèvements à Port-Miou se sont déroulés entre le 15 décembre 2013 et le 15 mars 2014. Sur cette période de trois mois, on compte 770 mm de pluie cumulée à la station Météo-France du Plan-d'Aups. Les débits mesurés à Port-Miou restent élevés avec des valeurs presque toujours au dessus de 10 m³/s (moyenne annuelle environ 5 m³/s). Des pics de crue atteignent 36 m³/s le 20 janvier et 33 m³/s le 11 février (figure 13-haut). Les résultats des mesures isotopiques sont montés sur la

figure 13-bas. La majorité des événements pluvieux ont été échantillonnés pour analyses isotopiques (triangles rouges). Les valeurs sont comprises entre -13‰ et -4.5‰ pour une moyenne pondérée de -8.4‰. Les valeurs de $\delta^{18}O$ varient de -5‰ en début de crue à -6.7‰ aux pics de crue. Les valeurs de $\delta^{18}O$ pour le pôle doux calculé varient entre les valeurs moyennes de récession (courbe hachurée rouge) et de crue (courbe hachurée bleue). De ce point de vue, contrairement à la crue de 2011, c'est une crue classique.

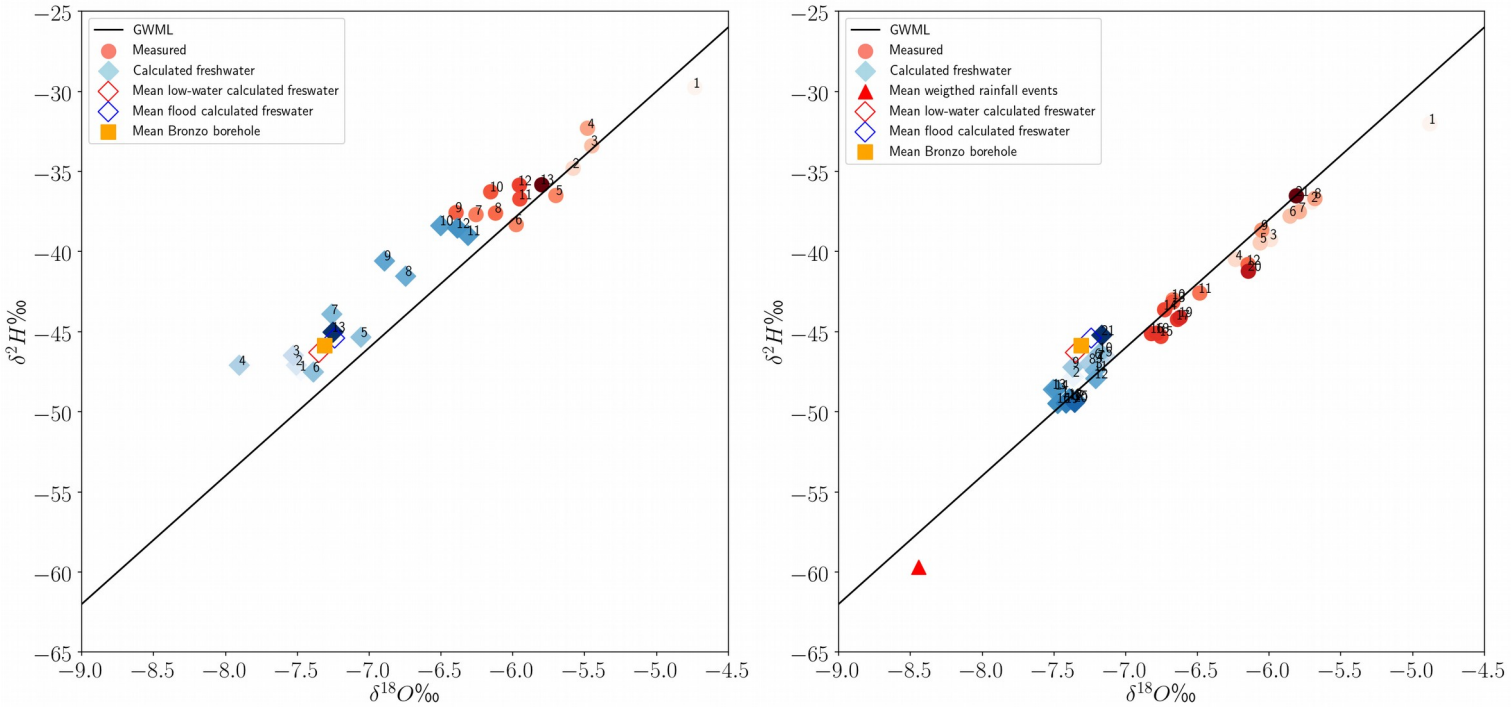

Figure 14 : Diagrammes isotopiques pour les deux crues discutées : novembre 2011 à gauche, hiver 2014 à droite. Les variations de couleur marquent l'évolution temporelle lors des crues des valeurs isotopiques (du clair au début de crue, foncé en fin de crue). Les ronds de la famille rouge sont les valeurs mesurées à Port-Miou, les losanges de la famille bleu sont les pôles doux calculés. Le losange vide bleu est la moyenne du pôle doux pour les crues, le losange vide rouge est la moyenne du pôle doux pour les récessions. Le carré jaune représente la valeur moyenne pour le forage Bronzo.

6 – Discussion

Sur la zone d'étude, en dehors de la plaine alluviale aubagnaise, l'essentiel de la surface est de type roches carbonatées fracturées et karstifiées. Une forte infiltration est donc attendue. Une autre traduction de cet état de fait est la forte proportion d'eau souterraine circulant par rapport à l'eau de surface : de 3 à 4 fois plus pour les années de pluviométrie normale (voir table 2). Les dynamiques de circulation étant plus lentes sous terre, la réponse à une année de fort déficit de pluie est moins marquée. Ainsi pour l'année 2016/2017, il y a eu un déficit de pluie d'environ 40 % par rapport à la normale. En réponse, les écoulements de surface ont diminué de 80 %, les écoulements souterrains « seulement » de 65 %.

D'autre part, cinq mesures isotopiques échantillonnées au maximum du pic de crue de 2011 se distinguent nettement de toutes les autres mesures à Port-Miou sur un diagramme $\delta^{18}O$-salinité (figure 8). Il a été démontré avec des plongées profondes dans le conduit karstique de Port-Miou que le mélange eau douce continentale / eau de mer se produit très en amont du barrage (Arfib et al., 2018). Les modalités précises de mélange restent cependant inconnues : Quelle distance ? Mélange ponctuel par conduits karstiques ? Diffus par la matrice poreuse..? Afin d'expliquer cette

« anomalie » de salinité et/ou de valeur isotopique, faudrait-il envisager un processus de mélange exceptionnel associé à cette crue exceptionnelle ?

La zone aubagnaise, située vers l'aval de l'hydrosystème à une dizaine de kilomètres de l'exutoire de Port-Miou, représente un point où le mélange de différents pôles d'eaux souterraines issues du bassin versant est réalisé. À cet endroit, les circulations issues du versant sud de la Sainte-Baume (via le polje de Cuges-les-Pins), du versant nord, des petits chaînons en rive gauche du bassin de l'Huveaune et de la plaine alluviale sont réunis et constituent une importante masse d'eau. Les forages de Bronzo et dans une moindre mesure (car excentré vers l'est) celui de Coulin seraient représentatifs de cette masse d'eau. Ils montrent une grande stabilité en conductivité électrique et en abondances isotopiques caractéristiques de volumes importants avec un renouvellement lent (figure 6). En régime de récession, les caractéristiques isotopiques moyennes du pôle doux calculé à Port-Miou ($\delta^{18}O$=-7.35‰) sont identiques à celles mesurés sur le forage Bronzo ($\delta^{18}O$=-7.31‰), (figure 11). On peut en déduire que la masse d'eau évoquée ci-dessus circule jusqu'à Port-Miou sans apports souterrains significatifs. En effet, le bassin versant hydrogéologique potentiel entre Aubagne et Port-Miou est évidemment très inférieur au bassin versant total. D'autre part, nous savons qu'il existe d'autres sorties en mer, dont la source sous marine de Bestouan, qui pourraient drainer ce sous bassin littoral. Cette masse d'eau, dont le forage Bronzo serait représentatif, viendrait constituer le débit de base de la source de Port-Miou. Nous la nommerons par la suite « nappe sud-aubagnaise ».

Les deux crues présentées en 5.2 sont très différentes de part l'intensité des épisodes pluvieux, les réponses en débit, salinité et caractéristiques isotopiques de la source de Port-Miou. La longue crue de l'hiver 2014 s'étale sur 3 mois avec des pluies régulières. Les caractéristiques isotopiques du pôle doux varient peu entre la valeur moyenne des récessions et la valeur moyenne des crues ($\delta^{18}O$=-7.24‰). Compte tenu que dans la région, l'infiltration est maximale en hiver, et que des pluies continues et soutenues persistent pendant trois mois, le niveau piézométrique des nappes a dû être à un niveau élevé sur cet épisode. En conséquence, la nappe sud-aubagnaise viendrait soutenir fortement le débit de la source de Port-Miou. Les petites variations isotopiques (enrichissement de +0.3‰ en $\delta^{18}O$) seraient dues à des circulations dans un autre compartiment aquifère. L'eau douce circulant dans ce compartiment lors des pics de crue a les mêmes caractéristiques isotopiques que la moyenne des eaux souterraines régionales (figure 13). Par contre, elle est nettement plus enrichie que la pluie sur la même période ($\delta^{18}O_{pluie}$=-8.44‰). Nous pouvons en déduire que cette eau, n'est pas une infiltration rapide de l'eau de pluie, mais potentiellement une eau souterraine plus ancienne remobilisée vers l'exutoire.

Nous l'avons vu, la crue de novembre 2011 est exceptionnelle en intensité, plus violente que celle décrite ci-dessus (420 mm en 20 jours contre 770 mm en 90 jours en 2014). Elle intervient à la fin de l'automne sur une phase d'étiage. Les valeurs isotopiques du pôle doux sont aussi très différentes : très variables et avec un maximum très enrichi (de -8‰ à -6‰ en $\delta^{18}O$) (figure 14). Vu les conditions, la nappe sud-aubagnaise a probablement un niveau piézométrique plus faible qu'à l'hiver 2014. Elle influencerait moins le débit de Port-Miou et les valeurs isotopiques du pôle doux calculé. Si nous reprenons le schéma à deux aquifères (inférieur pour la nappe sud-aubagnaise, plus un aquifère supérieur pour les circulations plus rapides), en proportion par rapport à 2014, l'aquifère supérieur contribuerait plus au débit de Port-Miou. Pour aller plus loin dans l'interprétation, il nous manque des données isotopiques de pluies locales sur l'épisode de 2011. Pour information, la station d'Avignon « Réseau mondial de mesure des isotopes dans les précipitations » (GNIP) la plus proche de Port-Miou donne les moyennes mensuelles suivantes :

- octobre 2011 : $\delta^{18}O_{moyen}$ = -3.59‰, pluies cumulées : 32 mm
- novembre 2011 : $\delta^{18}O_{moyen}$ = -7.35‰, pluies cumulées : 254 mm

Il est certain que l'épisode pluvieux de l'automne 2011 est une dépression régionale qui a aussi affecté le nord de la Provence. Il est de même certain que des variations isotopiques importantes dans les pluies peuvent être observées sur des distances de plus de 100 km. Faisons l'hypothèse (fragile pour insister), que la pluie mensuelle d'Avignon est représentative pour le bassin versant de Port-Miou. La crue de 2011 se découpe en un premier épisode pluvieux important (125 mm à la station Météo-France du Plan-d'Aups) le 24 et 25 octobre qui serait assez enrichi en moyenne. Cette eau enrichie serait stockée dans l'aquifère supérieur et chassée vers l'exutoire de Port-Miou dans la deuxième phase, plus importante de la crue quelques jours plus tard. Ceci expliquerait les valeurs enrichies de l'eau douce calculée à Port-Miou en cohérence temporelle avec le pic de crue.

Enfin, les crues « normales » de l'automne 2012, de l'automne 2014-hiver 2015 de l'automne 2016 sont bien visibles de part leur baisse de salinité. Elles sont assez peu échantillonnées pour des mesures isotopiques avec respectivement 8, 5 et 3 mesures (figure 10). Leurs gamme de variation isotopique en eau douce des valeurs intermédiaires entre la crue de 2011 et 2014.

7 - Conclusion

En utilisant une base de données régionale, caractérisant l'ensemble des flux hydrologiques (volumes et abondances isotopiques) circulant dans le système de Port-Miou (pluie, eaux souterraine, exutoire), sur plusieurs cycles, nous avons pu apporter des éléments de réponse aux deux questions posées en introduction.

En considérant que l'eau saumâtre de Port-Miou est un mélange entre un pôle marin constant et un pôle eau douce continentale variable, nous avons pu calculer les caractéristiques isotopiques de cette dernière. Grâce à une séparation des régimes de récessions et de crues, il est possible de proposer un schéma global de circulation des masses d'eau souterraines impliquant au moins deux aquifères aux caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques différentes.

- En récession, les caractéristiques isotopiques de l'eau douce de Port-Miou sont très proches du forage Bronzo. Ce dernier, très stable chimiquement, serait représentatif d'une masse importante masse d'eau profonde. Cette nappe sud-aubagnaise viendrait soutenir le débit de base de la source de Port-Miou.
- Au cours des crues normales, une faible variation (typiquement +0.5‰ en $\delta^{18}O$) de l'eau douce de Port-Miou est observée en cohérence avec des valeurs isotopique des eaux souterraines régionales. Le soutien de base de la nappe sud-aubagnaise serait alors complété dans des proportions variables par des eaux souterraines circulant dans un autre compartiment supérieur. Cette eau, circulant plus rapidement montre cependant une certaine stabilité isotopique différente de l'eau de pluie. Elle pourrait être pour partie une eau ancienne remobilisée.

Dans ce schéma les crues de l'hiver 2014 et de novembre 2011 sont particulières.

- La crue de l'hiver 2014 s'inscrit dans une saison à la pluviométrie intense et continue. La piézométrie de la nappe sud-aubagnaise est attendue à un niveau élevé. Ceci aurait pour conséquence de d'augmenter sa contribution au flux d'eau douce de Port-Miou et d'imposer ses caractéristiques isotopiques en valeur absolue et en stabilité. C'est ce qui est de fait observé durant cette crue, les quelques 20 valeurs isotopiques de l'eau douce calculée montrent des valeurs très proche du forage Bronzo et très peu de dispersion.
- À l'opposé, la crue exceptionnelle de novembre 2011 (crue violente suite à l'étiage automnal) montre des caractéristiques isotopiques de l'eau douce à Port-Miou très enrichies

(+1.2‰ en $\delta^{18}O$ entre le début et le pic de crue). Toutefois, en l'absence de données de pluie locales, il est difficile de proposer un schéma de fonctionnement convaincant de cette crue.

Références

Ait Brahim, Y., Bouchaou, L., Sifeddine, A., Khodri, M., Reichert, B., Cruz, F.W., 2016. Elucidating the climate and topographic controls on stable isotope composition of meteoric waters in Morocco, using station-based and spatially-interpolated data. J. Hydrol. 543, 305–315. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.10.001

Arfib, B., 2018. Ressources en eau, hydrologie et hydrogéologie (In Villeneuve et al., Mémoire explicatif), Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3ème édition (1044). BRGM.

Arfib, B., Charlier, J.-B., 2016. Insights into saline intrusion and freshwater resources in coastal karstic aquifers using a lumped Rainfall–Discharge–Salinity model (the Port-Miou brackish spring, SE France). J. Hydrol. 540, 148–161. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.010

Arfib, B., Méniscus, X., Swierczynski, F., 2018. Far and deep into the brackish groundwater of coastal karst : crossing CTD time series monitoring in submarine spring with cave diving exploration (Port-Miou and Bestouan - SE France). Presented at the Eurokarst 2018, Besançon, France.

Bakalowicz, M., 2018. Coastal Karst Groundwater in the Mediterranean: A Resource to Be Preferably Exploited Onshore, Not from Karst Submarine Springs. Geosciences 8, 258. https://doi.org/10.3390/geosciences8070258

Bayari, C.S., Kurttas, T., 2002. Coastal and submarine karstic discharges in theGökova Bay, SW Turkey. Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol. 35, 381–390. https://doi.org/10.1144/1470-9236/01034

BIPM, 2008. Evaluation of measurement data. Supplement 1 to the “Guide to the expression of uncertainty in measurement”. Propagation of distributions using a Monte Carlo method. BIPM.

Bonacci, O., Roje-Bonacci, T., 1997. Sea water intrusion in coastal karst springs: example of the Blaž Spring (Croatia). Hydrol. Sci. J. 42, 89–100. https://doi.org/10.1080/02626669709492008

Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d’alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône) : Approche multicritère. Aix-Marseille 1.

Cavalera, T., Arfib, B., Gilli, E., 2010. Port-Miou et le Bestouan, les plus longs fleuves souterrains d’Europe. Grottes Karsts Fr., Karstologia Méloires 19, 246–247.

Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. Hydrogeol. J. 25, 771–785. https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3

De Filippis, G., Foglia, L., Giudici, M., Mehl, S., Margiotta, S., Negri, S.L., 2016. Seawater intrusion in karstic, coastal aquifers: Current challenges and future scenarios in the Taranto area (southern Italy). Sci. Total Environ. 573, 1340–1351. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.005

Doctor, D.H., Alexander, E.C., Petrič, M., Kogovšek, J., Urbanc, J., Lojen, S., Stichler, W., 2006. Quantification of karst aquifer discharge components during storm events through end-member mixing analysis using natural chemistry and stable isotopes as tracers. Hydrogeol. J. 14, 1171–1191. https://doi.org/10.1007/s10040-006-0031-6

Fabryka-Martin, J., Davis, S.N., Elmore, D., 1987. Applications of 129I and 36Cl in hydrology. Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B 361–371.

Fénart, P., 2019. Étude des zones de sauvegardes des masses d’eau souterraines du Parc naturel régional de la Sainte-Baume. Rapport de phase 1. (No. Hydrofis). Parc naturel régional de la Sainte Baume.

Fleury, P., Bakalowicz, M., de Marsily, G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. J. Hydrol. 339, 79–92. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.009

Fournillon, A., 2012. Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraines de l'Unité du Beausset (SE France). Aix Marseille Université, Marseille.

Gröning, M., Lutz, H.O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., Pöltenstein, L., 2012. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for δ18O and δ2H analysis of cumulative precipitation samples. J. Hydrol. 448–449, 195–200. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041

Hill, K.D., Dauphinee, T.M., Woods, D.J., 1986. The extension of the Practical Salinity Scale 1978 to low salinities. IEEE J Ocean. Eng 11, 109–112.

Laville, P., Monteau, R., Villeneuve, M., 2018. Carte géologique France (1/50 000),feuille Aubagne-Marseille, (1044).

Lewis, E.L., Perkin, R.G., 1981. The practical salinity scale 1978: conversion of existing data. Deep-Sea Res. 28A, 307–328.

Martel, A.E., 1928. La France ignorée, Delagrave. ed.

Peng, T.-R., Zhan, W.-J., Tong, L.-T., Chen, C.-T., Liu, T.-S., Lu, W.-C., 2018. Assessing the recharge process and importance of montane water to adjacent tectonic valley-plain groundwater using a ternary end-member mixing analysis based on isotopic and chemical tracers. Hydrogeol. J. 26, 2041–2055. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1741-2

Pétré, M.-A., Ladouche, B., Seidel, J.-L., Hemelsdaël, R., de Montety, V., Batiot-Guilhe, C., Lamotte, C., 2020. Hydraulic and geochemical impact of occasional saltwater intrusions through a submarine spring in a karst and thermal aquifer (Balaruc peninsula near Montpellier, France). Hydrol. Earth Syst. Sci. 24, 5655–5672. https://doi.org/10.5194/hess-24-5655-2020

Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. Mar. Geol. 153, 41–55.

Pouteaux, J., 2014. Origine de la salinité de l'eau de l'aquifère karstique côtier de Port-Miou : approche isotopique et sédimentologique (Rapport de master STPE 2e année.). Aix-Marseille Université.

Raesi, E., Nejati, M.H., 2000. Study of the sources of salinity in the Gomban karst spring, southern Iran. Carbonates Evaporites 15, 115–120.

Sappa, G., Iacurto, S., Ferranti, F., De Filippi, F.M., 2019. Groundwater Quality Assessment in a Karst Coastal Region of the West Aurunci Mountains (Central Italy). Geofluids 2019, 1–14. https://doi.org/10.1155/2019/3261713

Séraphin, P., Vallet-Coulomb, C., Gonçalvès, J., 2016. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. 542, 241–253. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

Sommer, C., Malz, P., Seehaus, T.C., Lippl, S., Zemp, M., Braun, M.H., 2020. Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. Nat. Commun. 11, 3209. https://doi.org/10.1038/s41467-020-16818-0

Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Aix-Marseille.

Tazioli, Cervi, Doveri, Mussi, Deiana, Ronchetti, 2019. Estimating the Isotopic Altitude Gradient for Hydrogeological Studies in Mountainous Areas: Are the Low-Yield Springs Suitable? Insights from the Northern Apennines of Italy. Water 11, 1764. https://doi.org/10.3390/w11091764

Tomaszkiewicz, M., Abou Najm, M., El-Fadel, M., 2014. Development of a groundwater quality index for seawater intrusion in coastal aquifers. Environ. Model. Softw. 57, 13–26. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.03.010

Wiest, R.J.M., 1998. Ghyben–herzberg theory, in: Encyclopedia of Hydrology and Lakes. Springer Netherlands, pp. 340–341. https://doi.org/10.1007/1-4020-4497-6_104

Xu, Z., Bassett, S.W., Hu, B., Dyer, S.B., 2016. Long distance seawater intrusion through a karst conduit network in the Woodville Karst Plain, Florida. Sci. Rep. 6, 32235. https://doi.org/10.1038/srep32235

Liste des Figures

Figure 1 : Coupe schématique de la galerie karstique de Port-Miou (gauche). Coupe schématique du barrage de Port-Miou et implantation des instruments de mesure (droite). Page 4.

Figure 2 : Carte géologique simplifiée. Page 5.

Figure 3 : Carte géographique et localisation des sites de prélèvement et lieux d'intérêts. Page 6.

Figure 4 : Chronique 2011-2018 montrant l'évolution du débit, de la salinité et des mesures isotopiques à Port-Miou barrage. Page 7.

Figure 5 : Ensemble des données isotopiques de pluies sur un diagramme $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$. Page 10.

Figure 6 : Ensemble des données isotopiques pour les eaux souterraines et Port-Miou sur un diagramme $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$. Page 11.

Figure 7 : Relation salinité-concentration en ions chlorure pour le site de Port-Miou. Page 12.

Figure 8 : Abondance isotopique en oxygène 18 – salinité pour les données de Port-Miou. Page 13.

Figure 9 : Diagramme isotopique $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ pour les données de Port-Miou et les points moyens représentant la mer et les eaux souterraines. Page 14.

Figure 10 : Chronogramme (2011-2018) pour la salinité, l'abondance isotopique en $\delta^{18}O$ mesurée à Port-Miou et calculée pour le pôle doux. Page 16.

Figure 11 : Diagramme isotopique $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ pour les données de Port-Miou et les calculs de pôle doux associé en crue et en récession. Page 18.

Figure 12 : Crue de novembre 2011. Haut : Chronogramme pour les mesures de débit, de salinité à Port-Miou et la pluie au Plan-d'Aups. Bas : Chronogramme pour les mesures isotopiques en $\delta^{18}O$ à Port-Miou et pour le pôle doux calculé. Page 20.

Figure 13 : Crue de l'hiver 2014. Haut : Chronogramme pour les mesures de débit, de salinité à Port-Miou et la pluie au Plan-d'Aups. Bas : Chronogramme pour les mesures isotopiques en $\delta^{18}O$ à Port-Miou, pour le pôle doux calculé et la pluie événementielle. Page 21.

Figure 14 : Diagrammes isotopique $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ pour les crues de novembre 2011 (gauche) et de l'hiver 2014 (droite). Page 22.