

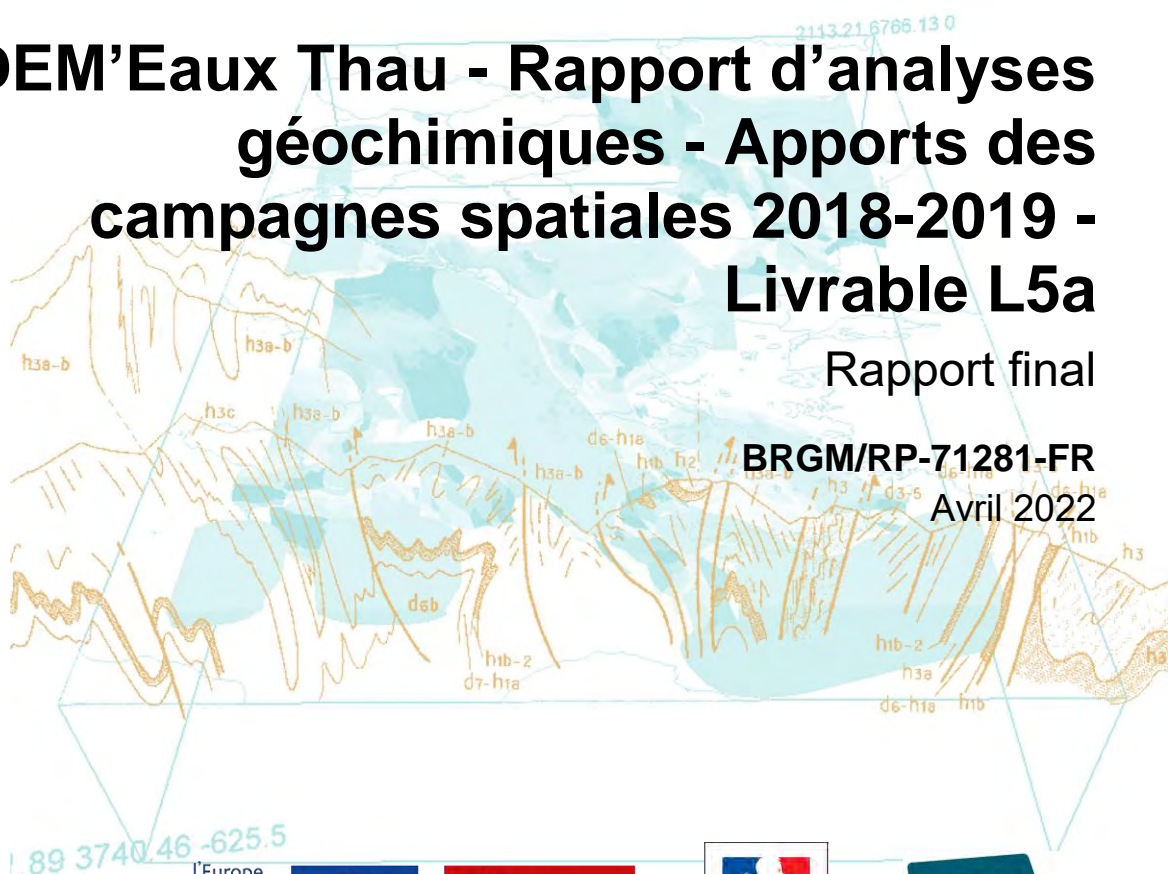
**Document public**

# DEM'Eaux Thau - Rapport d'analyses géochimiques - Apports des campagnes spatiales 2018-2019 - Livrable L5a

# Rapport final

**BRGM/RP-71281-FR**

Avril 2022



PROJET COFINANCÉ PAR LE FONDS EUROPÉEN DE DÉVELOPPEMENT RÉGIONAL





Document public

# DEM'Eaux Thau - Rapport d'analyses géochimiques - Apports des campagnes spatiales 2018-2019 - Livrable L5a Rapport final

BRGM/RP-71281-FR

Avril 2022

Étude réalisée dans le cadre du projet BRGM RP16LRO005 avec le soutien financier de la Région Occitanie-Pyrénées-Méditerranée, de l'Agence de l'eau RMC, de l'Europe, de l'État, de la Métropole de Montpellier Méditerranée, de la commune de Balaruc-les-Bains et du SMBT.

**Ranchoux C., Ladouche B., de Montety V., Seidel J.-L., Pétré M.-A.,  
M. Hery, A. Desoeuvre, C. Batiot-Guilhe**

Avec la collaboration de  
**Lemaitre L., Kassime H.**

## Vérificateur :

Nom : Marechal Jean-Christophe

Fonction : Responsable d'unité  
DEPA/NRE

Date : 30/05/2022

Signature :



## Approbateur :

Nom : Blum Ariane

Fonction : Directrice Régionale

Date : 01/06/2022

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement  
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : [qualite@brgm.fr](mailto:qualite@brgm.fr)



PROJET COFINANCÉ PAR LE FONDS EUROPÉEN DE DÉVELOPPEMENT RÉGIONAL



Géosciences pour une Terre durable

**brgm**

## Votre avis nous intéresse

Dans le cadre de notre démarche qualité et de l'amélioration continue de nos pratiques, nous souhaitons mesurer l'efficacité de réalisation de nos travaux.

Aussi, nous vous remercions de bien vouloir nous donner votre avis sur le présent rapport en complétant le formulaire accessible par cette adresse <https://forms.office.com/r/yMgFcU6Ctq> ou par ce code :



**Mots-clés** : Hydrosystème complexe, Thau, Eaux thermales, Karst, Géochimie, Isotopes, Datation.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Ranchoux C., Ladouche B., de Montety V., Seidel J.-L., Pétré M.-A., Hery M., Desoeuvre A., Batiot-Guilhe C., (2021)** – DEM'Eaux Thau - Rapport d'analyses géochimiques - Apports des campagnes spatiales 2018-2019 - Livrable L5a. Rapport final. BRGM/RP-71281-FR, 153 p., 57 fig., 19 tab., 3 ann. (17 tab.).

## Synthèse

**L**e projet de recherche DEM'Eaux Thau, débuté en 2017 et piloté par le BRGM, avec le soutien de la Région Occitanie, de l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, de l'État, de la Ville de Balaruc-les-Bains, de la Métropole de Montpellier Méditerranée et du SMBT, vise à mieux comprendre la structure et le fonctionnement de l'hydrosystème du Bassin de Thau (Hérault) afin de développer un outil de gestion des eaux souterraines. Ce travail pluridisciplinaire a été divisé en trois volets : (1) le volet géologie, piloté par Géosciences Montpellier et réalisé en collaboration avec le BRGM, (2) le volet hydrogéologie, piloté par le BRGM et réalisé en collaboration avec le laboratoire Hydrosiences Montpellier et la société Synapse Informatique et (3) le volet géochimie piloté par Hydrosiences Montpellier et réalisé en collaboration avec le BRGM.

Le présent rapport constitue le livrable L5 du projet et présente la première partie du travail réalisé dans le volet géochimie. En particulier, ce livrable L5a présente les résultats des investigations spatiales réalisées entre 2018 et 2019 via le suivi d'une vingtaine de points sur l'ensemble du système. L'ensemble des outils chimiques, isotopiques et de datation sont ainsi abordés en détail les uns après les autres (partie 5) puis synthétisés (partie 6) afin de mettre en avant l'apport de cette étude sur la compréhension du fonctionnement du système hydrogéologique

Au préalable, ce présent document rappelle l'état de l'art des connaissances de l'hydrosystème (partie 2), nécessaire à la compréhension des résultats. De plus, les sites de prélèvement ainsi que les méthodes d'échantillonnage et d'analyse des différents outils sont présentés en détail (partie 3). Enfin, la partie 4 résume le mode de fonctionnement du système karstique et l'intérêt des différents outils utilisés.



# Sommaire

<b>1. Introduction .....</b>	<b>13</b>
<b>2. Zone d'étude : l'hydrosystème de Thau .....</b>	<b>15</b>
2.1. GÉNÉRALITÉS .....	15
2.2. MODÈLE CONCEPTUEL HYDROGÉOLOGIQUE .....	17
2.3. ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES MASSES D'EAU .....	17
2.3.1. Les eaux karstiques récentes .....	17
2.3.2. Les eaux karstiques profondes .....	18
2.3.3. Le réservoir thermal .....	19
2.3.4. L'exutoire principal de l'hydrosystème : la source sous-marine de la Vise .....	19
<b>3. Méthodes .....</b>	<b>21</b>
3.1. CHOIX DES ZONES D'ÉCHANTILLONNAGE .....	21
3.2. MÉTHODES D'ÉCHANTILLONNAGE .....	24
3.3. MÉTHODES ANALYTIQUES .....	25
3.3.1. Analyse chimique .....	25
3.3.2. Analyse de la Matière Organique Naturelle (MON) : COT (Carbone Organique Total) et fluorescence naturelle .....	26
3.3.3. Caractérisation de la diversité bactérienne .....	26
3.3.4. Analyse de la contamination fécale .....	26
3.3.5. Analyse isotopique (Sr, B, Li, Rn, O et D) .....	26
3.3.6. Analyse des traceurs de temps de résidence .....	27
<b>4. Présentation des outils géochimiques .....</b>	<b>29</b>
4.1. LES TRACEURS DES INTERACTIONS EAUX-ROCHES .....	29
4.1.1. Terres rares (REE) .....	29
4.1.2. Strontium .....	30
4.1.3. Bore .....	30
4.1.4. Lithium .....	31
4.1.5. Le radon 222 .....	32
4.2. TRACEURS POUR LA CARACTÉRISATION DES PROCESSUS DE RECHARGES .....	33
4.2.1. Gaz nobles .....	33
4.2.2. Isotopes stables de la molécule d'eau ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta\text{D}$ ) .....	34

4.3. LES TRACEURS DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX.....	35
4.3.1. Les chlorofluorocarbones (CFC) et l'hexafluorure de soufre (SF <sub>6</sub> ) .....	35
4.3.2. Le tritium ( <sup>3</sup> H) .....	37
4.3.3. Le carbone 14 ( <sup>14</sup> C).....	38
4.3.4. L'hélium 4 ( <sup>4</sup> He).....	39
4.3.5. Le chlore 36 ( <sup>36</sup> Cl) .....	40
4.3.6. Caractérisation des modèles d'écoulement .....	44
<b>5. Résultats et interprétations.....</b>	<b>49</b>
5.1. PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES.....	49
5.2. PARAMÈTRES CHIMIQUES .....	51
5.2.1. Évidence de mélange avec les eaux d'origine marine .....	52
5.2.2. Interaction eau-roches.....	55
5.3. TERRES RARES (REE) .....	59
5.4. MICROBIOLOGIE : DIVERSITÉ BACTÉRIENNE.....	63
5.5. TRACEURS DES CONTAMINATIONS DE SURFACE.....	66
5.5.1. Nitrate.....	66
5.5.2. Carbone Organique Total (COT) et la fluorescence de la matière organique.....	67
5.5.3. Bactériologie.....	67
5.6. LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU (δ <sup>18</sup> O, δ <sup>2</sup> H).....	68
5.7. APPORT DES OUTILS ISOTOPIQUES, TRACEURS DES PROCESSUS D'ALTÉRATION.....	71
5.7.1. Apport du Strontium.....	71
5.7.2. Apport du Bore .....	76
5.7.3. Apport du Lithium .....	79
5.7.4. Apport du Radon 222 .....	83
5.8. APPORT DES GAZ NOBLES À LA CARACTÉRISATION DES PROCESSUS DE RECHARGE .....	86
5.9. APPORT DES TRACEURS DE DATATION .....	89
5.9.1. Chlorofluorocarbures (CFC) et l'hexafluorure de soufre (SF <sub>6</sub> ).....	89
5.9.2. Tritium ( <sup>3</sup> H) .....	93
5.9.3. Carbone ( <sup>14</sup> C - δ <sup>13</sup> C).....	95
5.9.4. Hélium ( <sup>4</sup> He).....	99
5.9.5. Chlore 36 ( <sup>36</sup> Cl) .....	105
<b>6. Synthèse et premières conclusions .....</b>	<b>111</b>
<b>7. Bibliographie.....</b>	<b>117</b>



## Liste des figures

Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (a) et de la zone de la péninsule de Balaruc-les-Bains (b). Les points de prélèvements y sont représentés ainsi que les directions des écoulements (modifié d'après, Pétré et al., 2020).	15
Figure 2 : Coupe schématique orientée nord-ouest/sud-est des circulations souterraines du système de Thau a) en conditions normales ; b) en conditions d'inversac (Pétré et al., 2020).	16
Figure 3 : Coupe géologique interprétative nord-sud du système géologique du bassin de Thau.	18
Figure 4 : Représentation schématique des proportions de mélange des eaux thermales à partir d'un pôle marin, du pôle karstique récent et d'un pôle karstique ancien (profond), (Aquilina et al., 2002).	19
Figure 5 : Kit de prélèvements.	25
Figure 6 : Répartition des espèces de bore en solution à 25 °C sous 1 atmosphère en fonction du Ph et variation correspondante du $\delta^{11}\text{B}$ .	31
Figure 7 : Gamme de variation des compositions isotopiques en $\delta^7\text{Li}$ dans les eaux (en bleu) et des roches (en rouge) (Millot R., 2013).	32
Figure 8 : Représentation schématique de la formation d'excès d'air.	33
Figure 9 : Lien des concentrations en Ar-Ne avec les températures de recharge et l'excès d'air des échantillons d'eaux. La droite à excès d'air de zéro a été calculée en fonction de la loi de Henry en équilibre avec l'atmosphère pour différentes températures. Le lien Ar-Ne avec l'EA a été estimé par ajout dans une solution d'excès d'air (Heaton and Vogel, 1981).	34
Figure 10 : Traceurs isotopiques et chimiques utilisés pour estimer l'âge des eaux souterraines (D'après B.D. Newman et al., 2010).	35
Figure 11 : Évolution des concentrations en CFC, SF <sub>6</sub> et 3H et de l'activité en <sup>14</sup> C atmosphériques (données USGS). (3H à Washington DC, très variables).	36
Figure 12 : Cycle du chlore-36 et le chlore stable dans l'atmosphère, à l'interface atmosphère-aquifère et dans l'aquifère (extrait de Jade Oriane Petersen, 2014).	43
Figure 13 : Schéma de la distribution des temps de séjour des eaux souterraines par la fonction de convolution (Suckow, 2014).	45
Figure 14 : Représentation schématique des trois modèles interprétatifs d'écoulement (Maloszewski et Zuber, 1982).	46
Figure 15 : Diagrammes d'évolution du CFCx (CFCy) et SF <sub>6</sub> (CFC113) et modèles associés aux différents types d'écoulements (Plummer et al., 2003).	47
Figure 16 : Données de la conductivité en fonction du pH (a) et de la température (b) des eaux étudiées (2018-2019).	50
Figure 17 : Diagramme de Piper des eaux de bassin de Thau (campagnes 2018-2019).	52
Figure 18 : Diagramme binaire des concentrations en Na (a), Br (b), Ca (c), Mg (d), SO <sub>4</sub> (e) et HCO <sub>3</sub> (f) en fonction des concentrations en Cl.	53
Figure 19 : Diagramme binaire des concentrations en HCO <sub>3</sub> (meq/L) en fonction de Ca (meq/L) de l'ensemble des eaux étudiées (a) et zoom sur les points karstiques (b) et des concentrations en Mg (meq/L) en fonction de Ca (meq/L) de l'ensemble des eaux étudiées (c) et zoom sur les points karstiques (d). La droite en pointillé gris représente la droite de dilution des eaux de mer/étang, la droite noire d'équation 1/1 correspond à la dissolution de la calcite (CaCO <sub>3</sub> ) ou de la dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ).	56

Figure 20 : Diagramme de concentration binaire avec Mg en fonction de Si des eaux étudiées sur la période 2018-2019 (a) et zoom sur les points karstiques (b). Les étiquettes des points correspondent aux températures des échantillons lors des prélèvements.....	57
Figure 21 : Niveau piézométrique des forages de la Vène, Issanka, CGE Tennis, P4 la Balme, F4 Hotel et F6 sur la période du 01/01/2018 au 31/12/2019, avec les périodes de prélèvement en orange et leur concentration en Si (mg/L).....	58
Figure 22 : Diagramme de concentration binaire Mn (µg/L) en fonction du Fe (µg/L) total et zoomé. ....	59
Figure 23 : Profils des terres rares (normalisés avec le NASC) des eaux étudiées sur la période 2018-2019. A titre comparatif, les profils de l'Etang et de la mer Méditerranée y ont été représentés (données Aquilina et al., 2002) ainsi que les profils des eaux régionales en contact avec des évaporites du Trias (Moulière et la Fou rive gauche et droite du 31/05/2011, Rapport BRGM/RP-61013-FR).....	59
Figure 24 : Profils des terres rares (normalisés avec le NASC) des eaux thermales de mars 2018 et décembre 2019, c'est-à-dire les deux situations aux résultats les plus extrêmes. À titre comparatif, les profils de l'étang et de la mer Méditerranée y ont été représentés (données Aquilina et al., 2002). ....	60
Figure 25 : Teneurs en REE (normalisés avec le NASC) des roches du Causses d'Aumelas et du massif de la Gardiole (Ibrahim, 2006). ....	61
Figure 26 : Profils des terres rares (normalisés avec le NASC) des eaux karstiques de 2018. En août 2018 et mai 2019, les eaux de la Vène de mars 2018 y ont été représentées comme référence (en pointillé).....	62
Figure 27 : Richesse d'Unité Taxonomique Opérationnelle (abrégée en OTU, d'après l'anglais Operational Taxonomic Unit), dans les eaux analysées.....	63
Figure 28 : Composition taxonomique des communautés bactériennes à l'échelle du phylum.....	64
Figure 29 : Schématisation des circulations d'eau proposée sur la base de la caractérisation de la diversité bactérienne en mars 2018 et août 2018.....	66
Figure 30 : Diagramme de concentration binaire NO <sub>3</sub> (mg/L) en fonction de SO <sub>4</sub> (mg/L) (a) et NO <sub>3</sub> (mg/L) en fonction de B (µg/L) (b).....	67
Figure 31 : Concentrations en coliformes totaux et fécaux des eaux de la Vène, Issanka, P4 la Balme et Ambressac. ....	68
Figure 32 : Compositions en isotopes stables de l'eau (δ <sup>18</sup> O et δ <sup>2</sup> H) de l'ensemble des eaux (a) et des eaux karstiques (b) des campagnes de 2018-2019. Les barres d'erreurs noires correspondent aux données en hautes eaux (trait: mars 2018 ; pointillé: décembre 2019) et en gris celles de basses eaux (trait : août 2018 ; pointillé: mai 2019). ....	69
Figure 33 : Rapport isotopique <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr en fonction de l'inverse de la concentration en Sr des échantillons de mars 2018 (barre d'erreur noire), d'août 2018, de mai 2019 et décembre 2019. Les barres d'erreurs sont de 0,00003 pour le rapport <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr et de 5 % pour les concentrations en Sr. Les flèches représentent l'évolution des signatures de chaque point entre les basses eaux et les hautes eaux. ....	71
Figure 34 : Niveau piézométrique des forages de la Vène, Issanka, CGE Tennis et P4 la Balme sur la période du 01/01/2018 au 31/12/2019, avec les périodes de prélèvement en orange et leur concentration en Sr (µg/L) et leurs rapports isotopiques <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr.....	73
Figure 35 : Rapport isotopique <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr en fonction de l'inverse de la concentration en Sr des eaux thermales entre 1996 et 2019. Les barres d'erreurs sont de 0,00003 pour le rapport <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr et de 5 % pour les concentrations Sr. Les proportions de mélange ont été estimées pour un mélange à trois pôles (thermal, karstique et marin). ....	74

- Figure 36 : Diagramme des concentrations en B ( $\mu\text{g/L}$ ) en fonction des concentrations en Cl ( $\text{mg/L}$ ) (a) et zoom sur les eaux karstiques (b), du  $\delta^{11}\text{B}$  en fonction de la concentration en B (c) et du  $\delta^{11}\text{B}$  en fonction du rapport de concentration Cl sur B (d). Quatre campagnes sont représentées : les échantillons de mars 2018 (barre d'erreur noire), d'août 2018, de mai 2019 et décembre 2019. Sur les figures (a) et (b), la droite représente la droite de dilution de l'eau de mer. Sur les figures (c) et (d), les courbes noires représentent un mélange entre l'eau de mer et CGE Tennis bas, les courbes grises un mélange entre l'eau de mer et CGE Tennis haut, les courbes en gris pointillées un mélange entre CGE Tennis bas et l'eau de pluie et la courbe rouge un mélange entre les eaux thermales et CGE Tennis bas. L'impact théorique des processus d'adsorption et de désorption y est aussi représenté. Les barres d'erreurs sont de 0,5 ‰ pour le  $\delta^{11}\text{B}$  et de 5 et 10 ‰ pour les concentrations en Cl et B respectivement. ....76
- Figure 37 :  $\delta^{11}\text{B}$  en fonction de l'inverse de la concentration en B des échantillons de mars 2018 (barre d'erreur noire), d'août 2018, de mai 2019 et décembre 2019. Les mélanges entre l'eau de mer et CGE Tennis bas (en noire), entre l'eau de mer et CGE Tennis haut (en gris) et entre CGE Tennis bas et l'eau de pluie (en gris pointillé) y sont représentés. Les barres d'erreurs sont de 0,5 ‰ pour le  $\delta^{11}\text{B}$  et 10 ‰ pour les concentrations en B.....79
- Figure 38 :  $\delta^7\text{Li}$  en fonction de l'inverse de la concentration en Li des échantillons de 2012 (barre d'erreur jaune), de mars 2018 (barre d'erreur noire) et d'août 2018 (barre d'erreur grise). Les proportions de mélange ont été estimées pour un mélange à trois pôles (thermal, karstique et marin). Les barres d'erreurs sont de 0,5 ‰ pour le  $\delta^7\text{Li}$  et 5 ‰ pour les concentrations en B. ....80
- Figure 39 : Diagramme des concentrations en Na ( $\text{mg/L}$ ) en fonction des concentrations en Li ( $\mu\text{g/L}$ ).....82
- Figure 40 : Conductivité en fonction du  $^{222}\text{Rn}$  des eaux du bassin de Thau sur la période 2018-2019. .84
- Figure 41 : Extrait de la coupe géologique de l'ouvrage DemT1 (cf. L10-BRGM/RP-70842-FR) localisant les zones de prélèvement et les arrivées d'eau de F6, S12 et F4 (source: données BRGM et Antea). ....85
- Figure 42 : Concentration en Ar et Ne des eaux étudiées sur la période 2018-2019 reportées sur la grille de Heaton et Vogel (1981). La valeur moyenne du bassin de 15 °C est illustrée par une ligne tiretée noire. L'impact théorique du dégazage est mis en évidence par la flèche bordeaux. .87
- Figure 43 : Représentation graphique des résultats de SF6, CFC-11, CFC-12 et CFC-113 des eaux étudiées en mars et août 2018. Une barre d'erreur de 15 % a été appliquée correspondant à 3°C de variation dans la conversion des résultats en pptv. Pour les échantillons en dessous des limites de détection les valeurs de ces limites ont été attribuées afin de permettre leur visualisation sur les graphiques (0,05 pmol/L pour les CFC et 0,06 fmol/L pour le SF6). Le point gris en Mars 2018 correspond au valeur de Sète/stade Michel en Dec. 2019. ....90
- Figure 44 : Représentation graphique des résultats de SF6, CFC-11, CFC-12 et CFC-113 des eaux karstiques récentes des campagnes 2018-2019. ....92
- Figure 45 : Évidence d'une contamination local en SF6 à Cauvy et Ambressac, affectant avec un décalage les eaux de F6 et S12. ....93
- Figure 46 : Représentation graphique du SF6 en fonction du 3H des eaux étudiées en mars et août 2018. Une barre d'erreur de 15 % a été appliquée aux SF6 et 0.1 UT pour le 3H des eaux de surface. Pour les eaux thermales et Pézenas, le point correspond à la valeur maximale de l'échantillon, la valeur réelle étant en réalité inférieure (dans la barre d'erreur). ....94
- Figure 47 : Activités  $^{14}\text{C}$  (pcm) en fonction de la signature isotopique en  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{CCID}$  en ‰) des eaux des campagnes de février 2000, mars 2018 (Hautes Eaux) et août 2018 (Basses Eaux). Le rond orangé représente la signature théorique en  $^{14}\text{C}$  et  $^{13}\text{C}$  à l'équilibre d'une eau souterraine ayant évolué en système fermé dans une matrice carbonatée indépendamment d'effet de décroissance radioactive. La signature isotopique en C du pôle  $\text{CO}_2$  mantellique (Blavoux et al 1982), et matrice carbonatée sont représentées en rouge et jaune respectivement. ....96

Figure 48 : Concentrations en hélium mesurées dans les eaux du bassin (a), et zoom sur les concentrations des eaux de la Vise (b), karstiques (c), de Pézenas (d), de F4 et F6 (e) (mélange d'eaux karstiques et thermales) et thermales (f). Les étiquettes de la figure (a) présentent le nombre d'échantillons considérés. Sur les figures (b), (c), (d), (e) et (f) la droite en pointillée représente la concentration de l'apport d'He atmosphérique. ....	100
Figure 49 : Âge hélium des eaux de Pézenas pour des porosités efficaces du réservoir karstique de 0,5 et 1 %. ....	103
Figure 50 : Âge hélium des eaux thermales (F9) et des forages F14 et F5 pour des porosités efficaces du réservoir karstique de 0,5 et 1 %. ....	103
Figure 51 : Âge hélium des eaux thermales (F8) et des forage F10 , F3, F4 et F6 pour des porosités efficaces du réservoir karstique de 0,5 et 1 %. ....	104
Figure 52 : Évolution du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en fonction des concentrations en Cl. ....	106
Figure 53 : Évolution du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en fonction des concentration en $^{36}\text{Cl}$ . ....	107
Figure 54 : Âge chlore 36 des eaux thermales de la presqu'île de Balaruc et de Sète. ....	109
Figure 55 : Intercomparaison des âges chlore 36 et hélium pour les eaux thermales de la presqu'île de Balaruc et de Sète (Stade Michel). ....	110
Figure 56 : Schéma conceptuel du fonctionnement du réservoir thermal et apport des nouveaux outils géochimiques et des temps de résidence. ....	111
Figure 57 : Représentation schématique de l'alimentation en eau des forages F8 et Sète/Stade Michel. Les eaux thermales (30 % d'eau de mer, 70 % d'eau karstique) remontent depuis le réservoir thermal par la faille de Thau. Un apport complémentaire d'eau salée (+16 % pour F8 et +18 % pour Sète/Stade Michel), représenté par les flèches vertes, provient de la mer Méditerranée et/ou du pointement du Jurassique. ....	114

## Liste des tableaux

Tableau 1 : Liste des échantillons et des analyses réalisées par campagne. ....	22
Tableau 2 : Récapitulatif des prélèvements et analyses menés dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau. ....	29
Tableau 3 : Synthèse des paramètres influençant l'âge apparent des eaux souterraines par la datation aux gaz dissous. Les sources d'incertitudes sont en bleu, les limites sont en vert (Lemaitre L., 2020). ....	37
Tableau 4 : Présentation succincte des principaux processus géochimiques pris en compte par les modèles de datation de $^{14}\text{C}$ les plus fréquemment utilisés (Plummer et Glynn, 2013). ....	39
Tableau 5 : Estimation des proportions d'eau de mer (en %) calculées avec les concentrations de Cl et Na des échantillons de 2018 et 2019. ....	54
Tableau 6 : Proportion des principaux phyla bactériens dans les eaux analysées. ....	64
Tableau 7 : Estimation des proportions d'eau de mer ou d'étang en % (prélèvement du 01/06/2012) à partir des isotopes stables de l'eau des échantillons de 2018 et 2019. ....	70
Tableau 8 : Évolutions des concentrations et du pH des échantillons F6, la Vène et Issanka entre 2019 (juste après la période d'échantillonnage) et 2021. La perte en B est exprimée en % par rapport à la valeur de 2019. ....	77
Tableau 9 : Estimation des pertes (-) et gains (+) en B des eaux étudiées estimées par rapport à la concentration théorique (en %). ....	78
Tableau 10 : Estimation de la contribution marine et d'un apport externe du lithium des données de 2018. ....	82

Tableau 11 : Estimation des concentrations en Li et la signautre $\delta^7\text{Li}$ apportés.....	83
Tableau 12 : Estimations graphiques des températures des eaux étudiées sur la période 2018-2019.....	89
Tableau 13 : Proportion (%) d'eau récente (2019) et ancienne, antérieur à 1940 des eaux thermales et Pézenas. Les valeurs en rouge soulignent la contamination en CFC-113.....	91
Tableau 14 : Estimation des proportions (en %) d'eau actuelle (2019) et ancienne (antérieure à 1940) des forages S12 école, F4 hotel et F6.....	95
Tableau 15 : Estimation à l'aide du modèle de Tamers des activités initiales en $^{14}\text{C}$ A0 (en pcm) des eaux de la recharge karstique et de l'exutoire de la Vise en accord avec des temps de résidence moyens d'une trentaine d'années.....	97
Tableau 16 : Estimation des Temps Moyen de Résidence (TMR) des eaux du forage de Pézenas selon les modèles de corrections couramment utilisés (Clark and Fritz, 1997) en prenant en compte l'incertitude sur le pôle de la matrice carbonatée ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carbonates}} = 0 \pm 2\text{‰}$ ) et du sol ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{Sol}} = -21 \pm 1\text{‰}$ ).....	98
Tableau 17 : Paramètres utilisés et leurs incertitudes pour le calcul du taux de production d'hélium.....	101
Tableau 18 : Estimation des temps de résidence He des eaux de Pézenas en fonction de la porosité efficace.....	102
Tableau 19 : Age hélium estimé pour les eaux karstiques en considérant une porosité efficace du réservoir karstique de 1 %. .....	105

## Liste des annexes

Annexe 1 : Planche photographique des points de prélèvements.....	125
Annexe 2 : Résultats des caractérisations multi-isotopiques des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau .....	133
Annexe 3 : Indice de saturation .....	151

## Liste des tableaux en annexes

Tableau A. 1: Paramètres physico-chimiques et mesures de coliformes totaux et fécaux des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2). .....	135
Tableau A. 2: Paramètres physico-chimiques et mesures de coliformes totaux et fécaux des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/2). .....	136
Tableau A. 3 : Résultats des analyses sur les éléments majeurs des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).....	137
Tableau A. 4: Résultats des analyses sur les éléments majeurs des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).....	138
Tableau A. 5: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/4).....	139
Tableau A. 6: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/4).....	140
Tableau A. 7: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (3/4).....	141

Tableau A. 8: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (4/4).	142
Tableau A. 9: Résultats des analyses sur les terres rares (REE) des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).	143
Tableau A. 10: Résultats des analyses sur les terres rares (REE) des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/2).	144
Tableau A. 11: Résultats des analyses isotopiques des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).	145
Tableau A. 12: Résultats des analyses isotopiques des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/2).	146
Tableau A. 13: Résultats des analyses en CFC, SF6 et excès d'air (EA) des campagnes spatiales de 2018-2019. Pour les CFC et le SF6, les valeurs en rouge sont aberrantes, en surligné gris les valeurs considérer comme représentatives (1/2).	147
Tableau A. 14: Résultats des analyses en CFC, SF6 et excès d'air (EA) des campagnes spatiales de 2018-2019. Pour les CFC et le SF6, les valeurs en rouge sont aberrantes, en surligné gris les valeurs considérer comme représentatives (2/2).	148
Tableau A. 15: Résultats des analyses des gaz dissous (Ne, Ar, O2, N2, CH4, CO2, N2O et He) des campagnes spatiales de 2018-2019 (1/2).	149
Tableau A. 16: Résultats des analyses des gaz dissous (Ne, Ar, O2, N2, CH4, CO2, N2O et He) des campagnes spatiales de 2018-2019 (2/2).	150
Tableau A. 17: Indices de saturation calculés en basses eaux 2018 (calcul Phreeq).	153

# 1. Introduction

Les ressources en eau souterraine des calcaires karstiques du Pli Ouest de Montpellier présentent un intérêt majeur pour le territoire, pour l'alimentation en eau potable (ville de Sète), mais également pour le développement économique, avec en particulier l'activité conchylicole et pêche au niveau de l'étang, ainsi que le thermalisme sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains (1<sup>re</sup> station thermale en France avec plus de 52 000 curistes en 2016) et l'irrigation. En effet, ces calcaires correspondent à une zone de convergence entre différentes masses d'eau souterraines (eaux karstiques froides des Causses d'Aumelas et de la Gardiole, eaux d'origine marine et eaux thermales chaudes et minéralisées) à l'origine de conflits d'usage, de dégradation de la qualité et de problèmes de quantité d'eau. Ces différents réservoirs sont en interaction les uns avec les autres selon des processus complexes dont les déterminants ne sont pas tous connus.

En outre, cet aquifère karstique est confronté de temps en temps à des phénomènes temporaires d'intrusion d'eau saumâtre par l'intermédiaire de la source sous-marine de la Vise, située dans l'Étang de Thau. Depuis la fin des années 1960, sept phénomènes d'inversac se sont produits ; le dernier en date a débuté le 28 novembre 2020, dans le cadre de ce projet ce qui constitue une occasion unique d'étudier de façon détaillée le phénomène. Lors de ce phénomène dit « d'inversac » qui peut durer plusieurs mois (plus de 6 mois en 2010, près de 6 mois en 2014), la source de la Vise, au lieu de fournir de l'eau douce utile à la vie biologique de l'Étang de Thau, absorbe l'eau saumâtre de la lagune conduisant à une salinisation de l'aquifère. Ce phénomène a eu, entre autre, pour conséquence l'abandon (en 2014) de la source Cauvy à Balaruc-les-Bains pour son usage pour l'alimentation en eau potable.

Dans ce contexte, et dans le cadre de la stratégie régionale Occitanie, le développement d'une filière complète d'exploration, exploitation et gestion des réservoirs sol/sous-sol a été mis en avant. En particulier, le projet de recherche DEM'Eaux Thau, débuté en juillet 2017 d'une durée de 4 ans, a pour objectif de mieux comprendre la structure et le fonctionnement de l'hydrosystème complexe du Bassin de Thau (Hérault) et de développer un outil de gestion des eaux souterraines à l'échelle régionale basé sur un modèle hydrogéologique 3D distribué (code Marthe). Ce projet scientifique pluridisciplinaire implique la caractérisation de la géologie, l'hydrogéologie et la géochimie de cet hydrosystème, sur un territoire soumis : i) à des enjeux économiques importants (croissance démographique, thermalisme, conchyliculture, pêche, tourisme) ; ii) à la fragilité de l'équilibre entre les différentes ressources en eaux souterraines (comme en témoignent les phénomènes d'intrusion d'eau marine) ; iii) à la complexité du comportement des différents réservoirs. Ce projet rassemble l'UMR G-eau avec le BRGM (coordinateur du projet - responsable des tâches hydrogéologie, modélisation hydrogéologique), l'UMR Géosciences Montpellier (responsable de la tâche géologie/construction du modèle géologique), l'UMR HydroSciences Montpellier (responsable de la tâche géochimie), l'entreprise Synapse Informatique (responsable de l'élaboration de l'outil de gestion) et le SMBT, futur destinataire de l'outil de gestion des eaux souterraines de l'hydrosystème de Thau. Ce projet est cofinancé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, l'État et la Région Occitanie-Pyrénées-Méditerranée (CPER), l'Europe (FEDER), Montpellier Méditerranée Métropole, la ville de Balaruc-les-Bains, le SMBT ainsi que par les partenaires opérationnels.

Le présent livrable se concentre sur les caractérisations géochimiques qui sont menées dans le cadre du projet Dem'Eaux Thau. Il a pour objectif de répondre à un certain nombre de questionnements qui persistent sur cette zone d'étude dans le but d'améliorer le schéma conceptuel de structure et de fonctionnement de l'hydrosystème (voir rapport L1 BRGM/RP-BRGM/RP-68483-FR, Ladouche *et al.* 2019). Ainsi, les objectifs du volet géochimique sont :

- l'identification et la caractérisation des interactions eau-roches, de l'origine des différents fluides et des différentes lithologies dans lesquelles les eaux ont circulé ;
- une meilleure caractérisation et compréhension des flux d'eau de subsurface ;
- une meilleure caractérisation et compréhension du système karstique avec une meilleure connaissance des flux d'eau et des zones d'alimentation (notamment déterminer la part de la recharge en provenance du causse d'Aumelas ou du massif de la Gardiole alimentant les eaux de la Vise et de la presqu'île de Balaruc-les-Bains), une estimation des temps de résidence des eaux de cette recharge karstique, des proportions de mélanges avec les eaux thermales (pour Cauvy et Ambressac) et avec les eaux salées (mer et/ou étang), le suivi de potentielles influences industrielles, et une meilleure connaissance du type de circulation (en matrice ou en conduit) ;
- une meilleure caractérisation et compréhension du système thermal : meilleure estimation de la profondeur du réservoir thermal, du temps de résidence de ces eaux, des proportions de mélanges avec les eaux karstiques récentes et anciennes et la localisation de ces mélanges.

Ainsi l'objectif principal de cette étude hydrogéochimique est de mieux caractériser les différentes masses d'eau qui sont présentes dans le système pour (1) mieux comprendre les circulations des eaux et les mélanges et (2) avoir une meilleure compréhension des interactions eaux roches.

D'un point de vue opérationnel, les caractérisations géochimiques ont été menées à plusieurs échelles de temps et d'espace :

- caractérisation spatiale grâce au suivi d'une vingtaine de points sur l'ensemble du système. Ces prélèvements ont eu lieu entre 2018 et 2019 en période de hautes eaux (mars 2018 et décembre 2019) et en période de basses eaux (août 2018 et mai 2019), (livrable L5a) ;
- caractérisation des évolutions temporelles sur les principaux exutoires d'eau souterraine sur la presqu'île de Balaruc (Vise, Cauvy, Ambressac, CGE Tennis ancienne source Thermal S12, forage thermal F5, été forage F6) (livrable L5b). Ces prélèvements ont eu lieu entre janvier 2020 et novembre 2020 ;
- caractérisations des évolutions géochimiques suite au phénomène d'inversac (toujours en cours) initié le 28 novembre 2020 (livrable L5b) ;
- caractérisations géochimiques inédites sur les ouvrages profonds des plateformes expérimentales mises en œuvre dans le projet (Forage de Sète/Stade Michel ; DemT1, DemT2, DemT3 sur la presqu'île de Balaruc) et prochainement sur le forage profond (760 m) réalisées lors des tests de pompages effectués en novembre 2021 (livrable L5a et b).

Le présent rapport constitue le livrable L5a du projet. Il présente de manière détaillée les principales méthodes chimiques et isotopiques mises en œuvre dans le projet pour étudier cet hydrosystème complexe. Dans un second temps, il présente, sur la base des caractérisations géochimiques des campagnes spatiales d'échantillonnage, les informations apportées par chacun des traceurs déployés dans cette étude. Le livrable L5b, prévu pour le printemps 2022, présentera les données acquises sur les prélèvements de 2020-2022. Enfin, le livrable final croisera les résultats des différents outils, afin de permettre de répondre plus précisément aux questionnements toujours existants et de proposer une mise à jour du schéma conceptuel de la zone d'étude.



## 2. Zone d'étude : l'hydrosystème de Thau

### 2.1. GÉNÉRALITÉS

L'hydrosystème de Thau est situé au sud-ouest de Montpellier, dans la région Occitanie. Cette étude concerne la masse d'eau FRDG160 « Calcaires jurassiques du pli ouest de Montpellier et formations tertiaires, unité Thau Montbazin - Gigan Gardiole » et plus spécifiquement l'entité A.V.I.C (« Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy » et « Gardiole Est ») dans le projet de SDAGE 2016-2021 (Vigouroux *et al.*, 2008). Géographiquement, la zone d'étude est délimitée par le Causse d'Aumelas au nord, le massif de la Gardiole au nord-est (Lamotte *et al.*, 2011), la vallée de l'Hérault à l'ouest et l'étang de Thau et plus généralement la bordure littorale au sud (Figure 1).

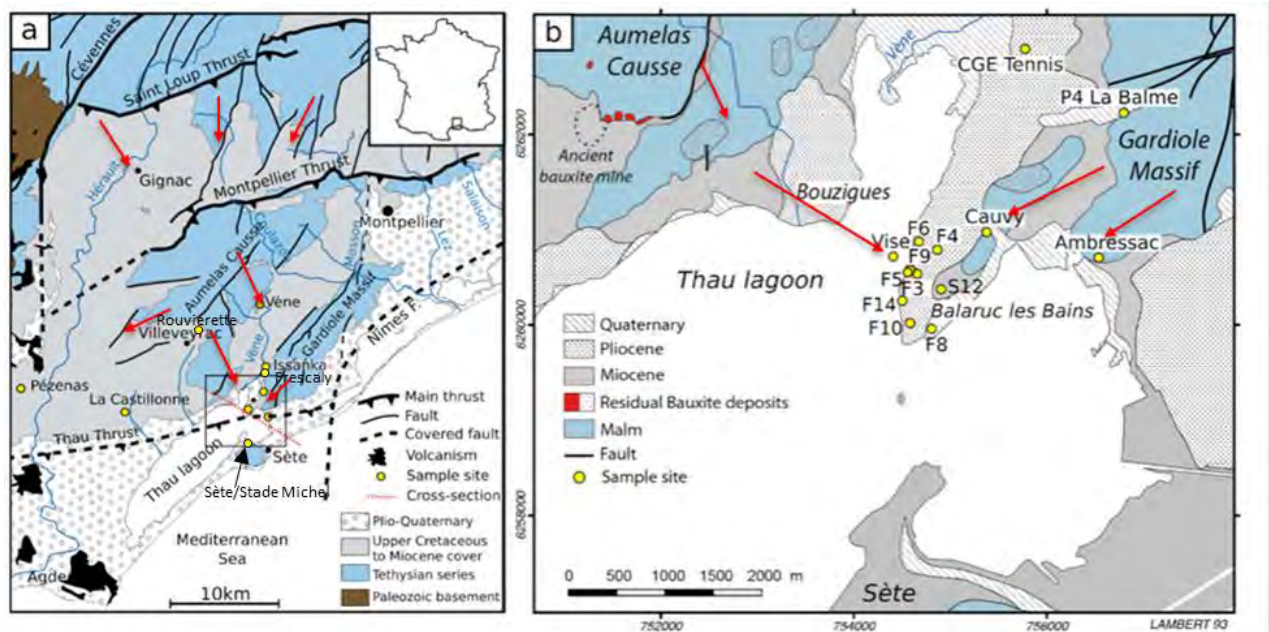


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (a) et de la zone de la péninsule de Balaruc-les-Bains (b). Les points de prélèvements y sont représentés ainsi que les directions des écoulements (modifié d'après, Pétré *et al.*, 2020).

Le principal aquifère identifié se rencontre dans le calcaire jurassique du Malm et du Dogger (Figure 1) fortement karstifié, affleurant sur le Causse d'Aumelas et le massif de la Gardiole. L'emprise de l'entité A.V.I.C couvre environ 200 km<sup>2</sup> (Ladouche *et al.*, 2019). Ces calcaires reposent sur le Lias marneux considéré comme imperméable et sont recouverts en bordure de l'étang de Thau par des formations miocène, pliocène et quaternaire composées essentiellement de marnes, d'argile, de grès, de conglomérats et molasses (Dorfliger *et al.*, 2001). De nombreuses failles et fractures provoquées par les différents événements tectoniques conditionnent les écoulements souterrains. Les écoulements s'effectuent majoritairement du nord-ouest vers le sud-est (Figure 1) avec des écoulements locaux plus spécifiques comme des écoulements depuis la Gardiole vers la péninsule de Balaruc-les-Bains (écoulement nord-nord-est vers le sud-sud-ouest) ou depuis le causse d'Aumelas vers la péninsule (écoulement nord-nord-ouest vers le sud-sud-est). L'accident chevauchant traversant mis en évidence dans la synthèse géologique de début de projet réalisée par Géoscience Montpellier (voir Ladouche *et al.*, 2019 et Hemelsdaël *et al.*, 2021 pour plus de détails) est suspecté jouer un rôle important dans l'organisation des écoulements profonds et est notamment supposé être le vecteur des remontées d'eaux hydrothermales profondes.

L'aquifère jurassique au niveau de la presqu'île de Balaruc est donc un lieu de convergence entre les eaux karstiques provenant du Causse d'Aumelas et du massif de la Gardiole et des eaux thermales d'origine profonde, mais aussi avec des eaux d'origine marine (étang de Thau et mer méditerranée). Dans la zone de convergence des flux d'eau (presqu'île de Balaruc), le principal exutoire est la source sous-marine de la Vise, située en bordure de l'étang de Thau.

L'hydrosystème de Thau est sujet à de nombreux processus « d'inversacs » (2008, 2010 et 2014 pour les phénomènes les plus récents, et le dernier d'une durée de 14 mois (28/11/2020-13/03/2022 qui est survenu dans le cadre du projet). Le phénomène d'inversac consiste en une inversion du sens d'écoulement des eaux au sein du conduit karstique mettant en relation l'aquifère du Jurassique avec les eaux de la lagune de Thau par l'intermédiaire de la source de la Vise. Ce phénomène est à l'origine d'une perturbation des écoulements souterrains et d'une salinisation de l'aquifère dans le voisinage de la source de la Vise. La caractérisation et la modélisation du phénomène d'inversac sont présentées dans le rapport BRGM/RP-70839-FR (Maréchal *et al.*, 2021).

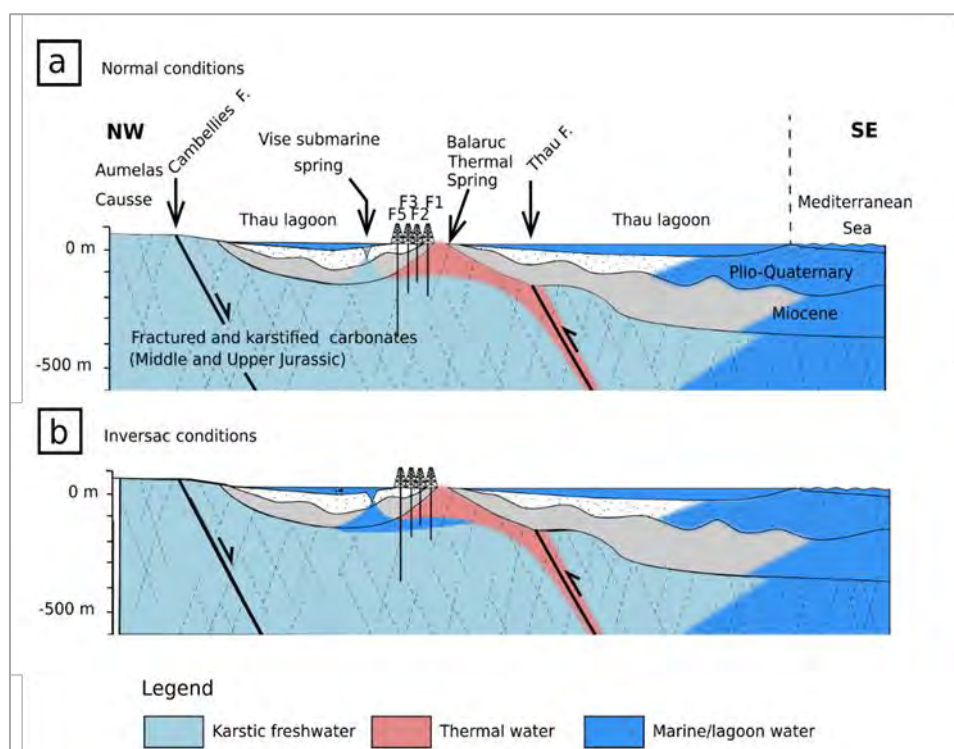


Figure 2 : Coupe schématique orientée nord-ouest/sud-est des circulations souterraines du système de Thau a) en conditions normales ; b) en conditions d'inversac (Pétre et al., 2020).

## 2.2. MODÈLE CONCEPTUEL HYDROGÉOLOGIQUE

L'étude de l'hydrosystème du bassin de Thau et les caractérisations hydrogéochimiques réalisées depuis 1996 ont permis d'identifier les différentes masses d'eau existant dans le système, et de proposer un modèle conceptuel hydrogéologique de la zone (Ladouche *et al.*, 2001 ; Aquilina *et al.*, 2002 ; Ladouche *et al.*, 2011 ; Ladouche *et al.*, 2012), revisité ensuite dans le livrable L1 (rapport BRGM/RP-68483-FR) et la publication de Pétré *et al.* (2020). Il a ainsi été mis en évidence, à l'échelle régionale, quatre types de circulations souterraines coexistant au sein des formations calcaires (Aquilina *et al.*, 2003 ; Ladouche *et al.*, 2012) :

- une composante superficielle locale, drainant les écoulements karstiques superficiels récents. Les temps de résidence de ces eaux sont inférieurs à 20 ans ;
- un système d'écoulement intermédiaire, de l'ordre d'une cinquantaine d'années, drainant le Causse d'Aumelas. Ces eaux circulent sous le bassin Montbazin-Gigean et plus au sud sous couverture au niveau de la presqu'île de Balaruc en direction de la Vise ;
- un système régional profond caractérisé à l'aide d'ouvrages situés sous la couverture crétacée du bassin de Villeveyrac, dont les structures de drainage ont pu se développer lors de la crise du Messinien ou lors d'importantes phases de karstification antérieures (Husson 2013). Les écoulements se font depuis le Causse d'Aumelas en direction du sud-ouest vers le bassin de Villeveyrac avec des temps de résidence de plusieurs milliers d'années ;
- un système très profond qui serait le siège du réservoir thermal entre 1 800 et 2 500 m de profondeur. Ces eaux thermales profondes résultent d'un mélange d'eau paléo-karstique et d'eau de mer provenant de la marge continentale et rechargeant le système thermal. Le temps de résidence des eaux thermales serait important, estimé à plusieurs milliers d'années voir même supérieur à plus de 100 000 ans (Aquilina *et al.*, 2002). Les vitesses de remontée des fluides thermaux ne sont pas connues précisément et ont été estimées à environ 11 jours (soit 8 à 10 m/h) à partir des résultats isotopiques du radium dans les eaux du forage thermal F9 (Condomines *et al.* 2012).

## 2.3. ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES MASSES D'EAU

Le site d'étude offre de nombreux points de prélèvement de sources, ruisseaux ou forages, permettant d'avoir un regard sur les différents types de circulation et ainsi d'accéder facilement aux différentes masses d'eaux existantes sur le bassin. Les différents systèmes de circulation présentés précédemment et leurs points de prélèvement associés seront ainsi présentés plus en détail.

### 2.3.1. Les eaux karstiques récentes

Dans la partie qui suit, les points de prélèvements seront présentés depuis l'amont vers l'aval hydrogéologique.

Le Causse d'Aumelas est drainé par l'émergence temporaire de la Vène et, plus au sud, par les sources d'Issanka utilisées pour l'AEP (Figure 3). Les eaux de cette dernière sont donc représentatives de la zone de recharge des eaux karstiques actuelles provenant du Causse d'Aumelas et de la montagne de la Mourre (Ladouche *et al.*, 2019). Le champ captant d'Issanka est implanté au sein du bassin de Montbazin-Gigean, constitué de formations miocènes (marnes, molasses, sables) et d'alluvions quaternaires déposés par la Vène. Le captage atteint le toit des calcaires jurassiques sous-jacents à moins de 10 m de profondeur.

La source d'Issanka constitue le principal exutoire du compartiment « amont » de la zone d'étude (Figure 3). Cette ressource karstique, exploitée gravitairement depuis 1862 par la ville de Sète, est vulnérable aux pollutions de par sa proximité avec le cours d'eau de la Vène qui peut, à certaines périodes, contribuer à alimenter le champ captant (voir Ladouche *et al.*, 2019 pour plus de détails). Le forage de Frescaly situé à environ 1 km en aval de la source d'Issanka permet de qualifier l'eau des calcaires jurassiques à environ 30 m de profondeur sous couverture Miocène.

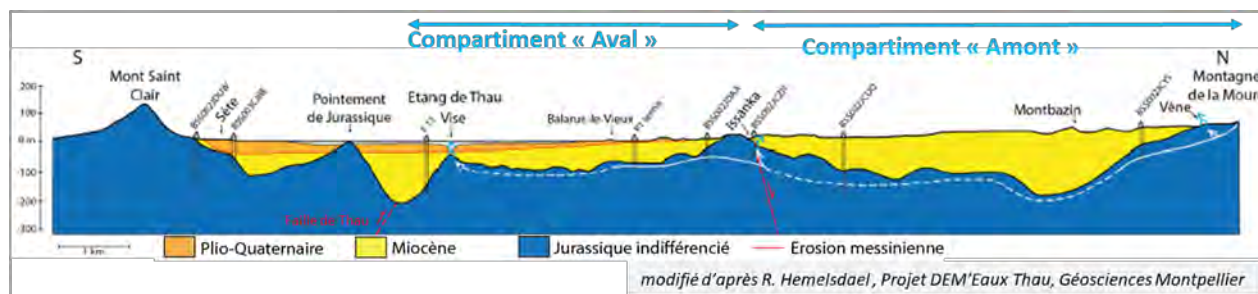


Figure 3 : Coupe géologique interprétative nord-sud du système géologique du bassin de Thau.

Les ouvrages CGE-Tennis et P4 la Balme se situent plus en aval, entre 2 et 3 km au sud d'Issanka. Ces forages font respectivement 15 et 100 m de profondeur et informent sur le réservoir karstique alimentant la presqu'île de Balaruc-les-Bains. À la différence de P4 la Balme, CGE-Tennis est sous couverture des sédiments miocènes. La zone d'alimentation de ces ouvrages (écoulement en provenance du Causse d'Aumelas/Montagne de la Moure et/ou massif de la Gardiole) reste à mieux définir.

Les écoulements sud-ouest de la Gardiole sont qualifiés à l'aide des sources de Cauvy et d'Ambressac. La source de Cauvy fut exploitée pour l'Alimentation en Eau Potable du Syndicat de Frontignan-Balaruc jusqu'en 2014 (Ladouche *et al.*, 2019). Cependant, suite à la salinisation des eaux en période d'inversac ( $[Cl] > 1\text{g/L}$ ) cette exploitation a pris définitivement fin en 2014. Son débit naturel, mal connu à ce jour, s'élèverait en moyenne à 40 L/s (variation entre 20-60 L/s au cours du cycle hydrologique d'après Lemaire *et al.*, 1968). Située à 1 km à l'est de Cauvy, la source d'Ambressac émerge au sein des calcaires molassiques miocènes surmontant les calcaires jurassiques de la Gardiole. Cette source fut profondément impactée par les activités anthropiques avec son exploitation industrielle par Saint-Gobain (Dubois *et al.*, 2014) puis, par l'usine d'engrais Sud Fertilisant (jusqu'en 2000). Les analyses géochimiques de ces eaux (sources de Cauvy et d'Ambressac) témoignent de la contribution d'eau en provenance des réservoirs d'eau thermique et d'eau karstique (Pinault *et al.*, 2004 ; Ladouche *et al.*, 2019). Ces sources sont donc des mélanges issus des divers systèmes d'écoulement locaux et régionaux.

### 2.3.2. Les eaux karstiques profondes

Le forage de Pézenas est un forage profond de 738 m. Il est situé sur le bassin de Villeveyrac, en dehors de la zone d'étude principale. Ce point est toutefois important pour les interprétations géochimiques puisqu'il nous informe sur les processus profonds et anciens affectant le Jurassique, sans être influencé par la composante marine, ce qui est important notamment pour calibrer certains outils géochimiques.

Le forage de Rouvierette est un ancien forage minier (carrière de bauxite) de plus de 300 m de profondeur et informe des caractéristiques géochimiques des eaux circulant dans les carbonates dolomitiques du Jurassique sous la couverture du Crétacé du bassin de Villeveyrac.



### 2.3.3. Le réservoir thermal

Les forages F3 ; F4, F5, F6, F8, F9, F10, F14 et S12 implantés dans la partie sud de la presqu'île de Balaruc permettent d'échantillonner les eaux thermales et/ou les eaux sous l'influence variable (dans le temps ou spatialement) des deux principales composantes locales : eaux thermale/karstique. Les ouvrages F5, F6, F8, F9 et F14, appartenant à la station hydrothermale de Balaruc-les-Bains, sont exploités par la station ou sont utilisés pour la surveillance du système. D'après les travaux anciens, ces eaux thermales semblent très peu ou pas influencées par les eaux karstiques froides du Causse d'Aumelas et de la Gardiole compte tenu des concentrations en tritium (inférieures à la limite de détection). Dans la littérature, les eaux du forage F9 sont considérées comme représentatives du pôle thermal du système de Balaruc (Aquilina *et al.*, 2002 ; Ladouche *et al.*, 2012). Les caractéristiques chimiques et isotopiques du pôle thermal sont issues d'un mélange entre une eau marine ancienne (30 %) et une eau météorique ancienne (70 %), infiltrée avant 1952 (absence de tritium). Les géothermomètres à silice suggèrent que le réservoir thermal se situe entre 2 000 et 2 500 m de profondeur, les eaux thermales qui sont rencontrées au toit du jurassique à faible profondeur à Balaruc-les-Bains étant supposées remonter rapidement à la surface depuis ce réservoir profond (en une dizaine de jours environ, Condomine *et al.*, 2012).

### 2.3.4. L'exutoire principal de l'hydrosystème : la source sous-marine de la Vise

La source sous-marine de la Vise constitue le principal exutoire du compartiment aval de l'hydrosystème de Thau. Elle est constituée d'une émergence principale et de quelques griffons localisés sur les parois du gouffre. Cette source sous-marine est en connexion hydraulique avec les forages F5, F6, situés à 300 m sur la presqu'île de Balaruc et également avec la source de Cauvy comme le témoigne les évolutions de la qualité des eaux de la source lors des périodes d'inversac (Ladouche *et al.*, 2019). La signature géochimique de la Vise correspond à un mélange entre des eaux thermales et des eaux karstiques provenant du Causse d'Aumelas et de la Gardiole (Ladouche *et al.*, 2001). Le débit de la Vise demeure encore mal connu, les premières données acquises dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau indiquent des variations comprises entre 60 l/s et 200 l/s au cours du cycle hydrologique (Marechal *et al.*, 2022).

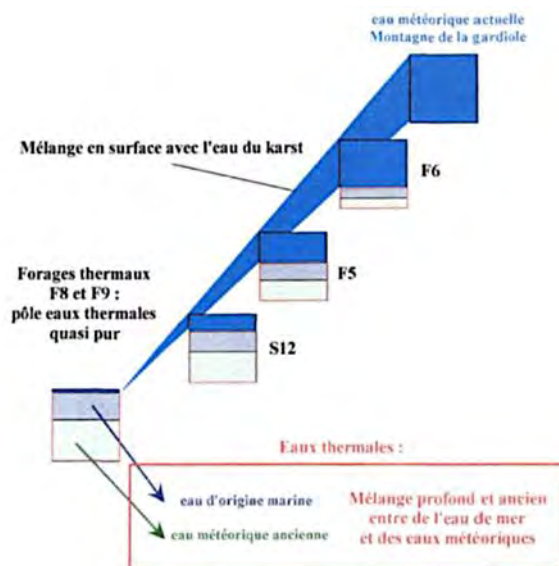


Figure 4 : Représentation schématique des proportions de mélange des eaux thermales à partir d'un pôle marin, du pôle karstique récent et d'un pôle karstique ancien (profond), (Aquilina *et al.*, 2002).



### 3. Méthodes

Dans le but de mieux caractériser les différentes masses d'eau et ainsi mieux comprendre les circulations des eaux et les mélanges qui ont lieu dans le système karstique de l'entité A.V.I.C, quatre campagnes spatiales de prélèvements ont été organisées entre 2018 et 2019 (deux en périodes de hautes eaux, deux en périodes de basses eaux). Dans cette étude, de nombreux outils géochimiques et isotopiques ont été mis en œuvre, permettant d'obtenir en parallèle des informations complémentaires sur les processus d'interaction eaux-roches, le mélange et sur les temps de résidence des eaux. Ces outils, présentés en détail en partie 4, sont les paramètres physico-chimiques, les éléments majeurs et en traces, la microbiologie, le carbone organique Total (COT), la fluorescence de la matière organique, les isotopes stables de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ), les isotopes du bore ( $\delta^{11}\text{B}$ ), lithium ( $\delta^7\text{Li}$ ), strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), radon ( $^{222}\text{Rn}$ ), tritium ( $^3\text{H}$ ), carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) et du chlore ( $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ) et les gaz dissous (CFC,  $\text{SF}_6$ ,  $^4\text{He}$ , Ar, Ne,  $\text{N}_2$ ). Ce chapitre de méthodologie a pour objectif de présenter le choix et la méthode d'échantillonnage des eaux puis les méthodes analytiques des différents outils.

#### 3.1. CHOIX DES ZONES D'ÉCHANTILLONNAGE

Afin de caractériser le fonctionnement géochimique de la zone d'étude, l'ensemble des quatre pôles régionaux présentés en partie 0 ont été échantillonnés. Ainsi, au total 20 points de prélèvements ont été choisis, présentés dans la partie 2.3, localisés en Figure 1 et illustrés en annexe 1. L'ensemble des analyses réalisées sur ces échantillons ainsi que les dates d'échantillonnage sont présentées en Tableau 1.

Pour rappel et pour résumer, la composante karstique est échantillonnée sur les points suivants : source d'Issanka, trop-plein de la Vène, source d'Ambressac, source de Cauvy, forage P4 La Balme (karst libre), et les forages sous couverture miocène, F4-hotel (karst 38 m de profondeur), CGE tennis (karst à 100 m de profondeur), Frescaly (karst à 30 m de profondeur) et Rouvierette (karst à 300 m de profondeur sous le crétacé du bassin de Villeveyrac). Les eaux prélevées à Pézenas sont représentatives du karst profond (738 m de profondeur), les eaux sont chaudes (40 °C) et anciennes (plusieurs milliers d'années). La composante thermale est suivie à partir des forages des thermes de Balaruc-les-Bains (F5, F6, F8, F9 et F14), F10, S12. Le forage de Sète/Stade Michel, réalisé dans le cadre du projet Dem'eaux Thau, permet la caractérisation des eaux thermales (37 °C) du karst jurassique de Sète à 130 m de profondeur (Vigouroux 2018, BRGM/RP-68549-FR). La plateforme expérimentale de la Vise mise en œuvre dans le projet (cf. rapport L10, BRGM/RP-70842-FR, Ladouche *et al.*, 2021) permet le suivi des débits de la source et permet le suivi physico-chimique et l'échantillonnage des eaux.

BRGM/RP-71281-FR – Rapport final

[illegible]



Analysé, rapport reçu	
Pas de prélèvement	
Prélèvement mais ne sera pas analysé	

### 3.2. MÉTHODES D'ÉCHANTILLONNAGE

Les caractéristiques spécifiques de chaque ouvrage ou sources ont nécessité d'adapter le mode de prélèvement. Ainsi, les eaux des ouvrages constamment pompés (forages de Pézenas, F5, F6, F8, F9 et F14) sont directement prélevées à un robinet présent sur les ouvrages (photos en annexe 1). Le prélèvement des eaux de forages F4 Hôtel, P4 la Palme, Sète/Stade Michel et CGE-Tennis ont nécessité l'utilisation d'une pompe MP1. Une petite pompe de surface ou pp36 a été suffisante pour prélever les eaux des sources et ouvrages Issanka, Cauvy, Ambressac, S12-Ecole et la Vène. La plateforme expérimentale de la source sous-marine de la Vise a été utilisée pour l'échantillonnage et le suivi physico-chimique des eaux qui alimentent la lagune de Thau à 29 m de profondeur (cf. BRGM/RP-70842-FR, Ladouche *et al.*, 2021).

Les prélèvements des forages F3 et F10 ont été abandonnés car les eaux p se sont avérées non représentatives de l'aquifère. Pour le forage F3, les teneurs en fer atypiques de l'ouvrage sont liées au tubage rongé par la salinité des eaux. Par ailleurs, ce forage semble colmaté à partir de 100 m de profondeur (au lieu de 175 m de profondeur). Concernant le forage F10, les durées de pompage lors des prélèvements de ce forage se sont avérées insuffisantes pour bien renouveler la colonne d'eau importante de l'ouvrage (170 m), notamment en raison du faible débit de la pompe MP1. Dans ce contexte, les résultats acquis sur ces forages n'ont pas été interprétés dans ce rapport.

Tout le matériel de prélèvements (flacons, filtres et seringues) a tout d'abord été conditionné sur le terrain en rinçant trois fois avec les eaux à prélever (sauf pour les CFC et le SF6). Les bouteilles HDPE ont, au préalable, été décontaminées par des lavages à l'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$  20 %) puis rincées avec de l'eau ultra-pure (18,2 M $\Omega$ /cm).

La répartition des éléments à analyser est directement réalisée sur le terrain (Figure 5). Ceci a l'avantage de limiter les impacts des matériaux de prélèvement, d'appliquer un prétraitement pour les éléments qui le nécessitent (filtration, acidification...) et d'éviter une étape intermédiaire au laboratoire pouvant induire un biais ou une pollution.

Les eaux pour l'analyse des éléments majeurs (cations et anions) ainsi que les éléments en traces sont filtrées directement sur le terrain à l'aide d'un filtre de 0,22  $\mu\text{m}$ , avec des gants. Les eaux pour l'analyse des cations et anions sont ensuite stockées dans un flacon de 15 ml. Les eaux pour l'analyse des éléments en traces sont stockées dans des flacons HDPE de 30 (ou 60) ml acidifiés avec de l'acide  $\text{HNO}_3$  ultrapur à 1 ‰. Les eaux pour l'analyse de l'alcalinité totale (TAC) sont prélevées dans des tubes de 50 ml. Le MON, le TOC et les isotopes stables de l'eau sont prélevés dans des flacons de verre ambré de 30, 30 et 15 ml respectivement. Enfin, les eaux pour l'analyse bactériologique sont prélevées avec des gants dans des bouteilles de 100 ml.

Les eaux pour les analyses microbiologiques ont été prélevées dans des bouteilles stériles d'un litre et conservées à 4 °C au laboratoire jusqu'à ce que la filtration soit effectuée (dans les 24 heures suivant l'échantillonnage). Des triplicatas d'échantillons d'eau (750 ml) ont été filtrés sur des filtres stériles de 0,22  $\mu\text{m}$  (Nucleopore). Les filtres ont ensuite été conservés à -80 °C dans des cryotubes jusqu'à l'extraction de l'ADN.

Les eaux pour les analyses isotopiques du strontium (Sr), bore (B), lithium (Li), tritium ( $^3\text{H}$ ), chlore (Cl) et carbone (C) ont été prélevées dans des flacons HDPE de 1 L (500 ml pour le B). Pour les analyses isotopiques Sr, B et Li, les eaux ont ensuite été filtrées le plus rapidement possible à 0,22  $\mu\text{m}$  en salle blanche, puis stockées dans des bouteilles de 1 L acidifiées avec de l'acide  $\text{HNO}_3$  ultrapur à 1 ‰ pour le Sr et Li et de 500 ml non-acidifiées pour les analyses de B. Le Radon-222, dans un premier temps prélevé dans des flacons en verre, est actuellement prélevé dans des bouteilles de 1,5 L en plastique alimentaire. L'ensemble de ces flacons a été rempli au maximum pour éviter les bulles d'air, permettant une meilleure conservation de l'échantillon.

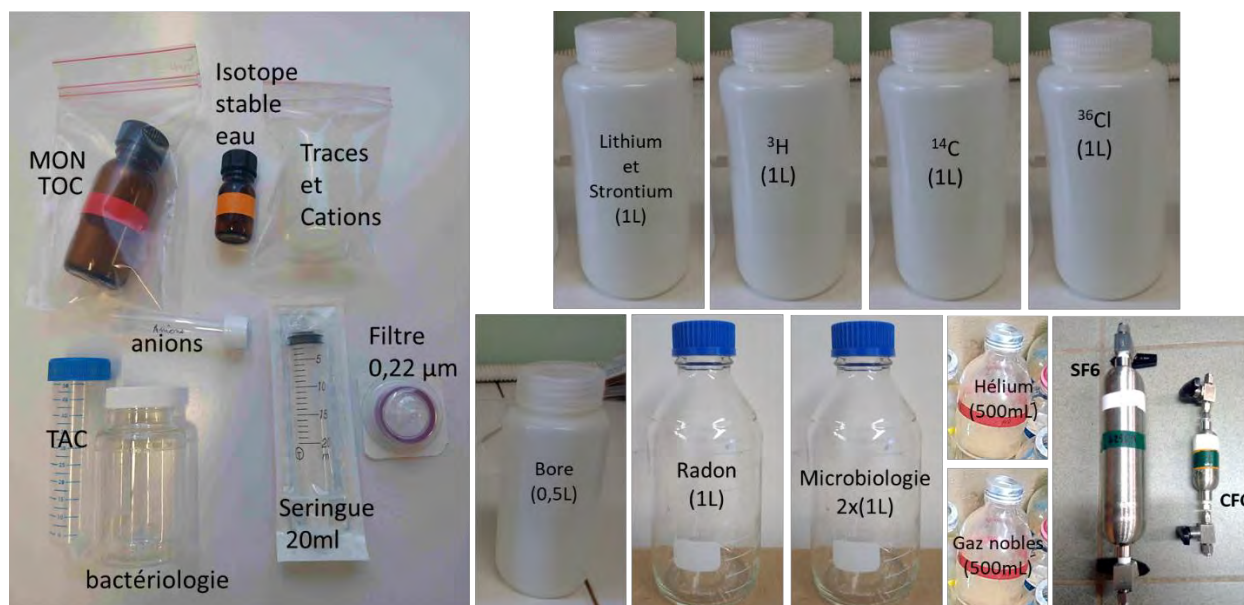


Figure 5 : Kit de prélèvements.

Les CFC et le SF<sub>6</sub> sont prélevés dans des ampoules en acier de 40 ml et 300 ml respectivement préalablement remplies d'azote ultra pur pour être sous pression. Les ampoules sont directement raccordées au tuyau relié à la pompe afin d'éviter une contamination atmosphérique. Un système de valve en entrée et sortie de l'ampoule permet de prélever un échantillon sans ajout de bulle d'air. Le prélèvement est réalisé après un temps suffisamment long pour remplir au moins trois fois le contenu de l'ampoule.

Les gaz dissous sont prélevés dans des bouteilles en verre. Pour éviter tout contact avec l'atmosphère, ces bouteilles sont remplies sous l'eau dans un sceau puis fermées à l'aide d'un bouchon en caoutchouc et scellées grâce à une bague en métal.

### 3.3. MÉTHODES ANALYTIQUES

#### 3.3.1. Analyse chimique

Les mesures des paramètres physico-chimiques (pH, température, conductivité, potentiel électrique, et oxygène dissous) sont réalisées sur le terrain avec une sonde multi-paramètres portable (HACH HQ40D). Pour les eaux qui ont nécessité un pompage, un délai correspondant au renouvellement de trois fois la colonne d'eau ou la stabilisation des paramètres a été respectée pour s'assurer du bon renouvellement des eaux et nettoyer le matériel de pompage. La mesure des paramètres physico-chimiques a été réalisée après la stabilisation des paramètres.

Les analyses chimiques ont été effectuées au laboratoire HydroSciences Montpellier. L'alcalinité totale a été mesurée par titrage acide avec du HCl 0,1N dans un délai maximum de 24h. Les ions majeurs (Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, et K<sup>+</sup>) ont été analysés par chromatographie ionique (ICS 1100 et ICS 1000 Dionex®) avec une précision < 5 %. Après filtration à 0,22 µm et acidification à 1 % d'HNO<sub>3</sub> ultra pure, les éléments traces (Li, B, Sr et REEs) ont été analysés par spectrométrie de masse à couplage inductif à l'aide d'un iCAP Q Thermo Scientific® sur la plateforme technique AETE-ISO de l'OSU OREME de l'Université de Montpellier.

L'utilisation d'un système de dilution par gaz Argon en ligne permet l'injection directe d'échantillons fortement minéralisés sans dilution préalable. La précision analytique était < 5 %. Le matériau de référence d'eau douce SLRS-6 et les matériaux de référence d'eau de mer CASS-6 et NASS-6 pour les métaux traces (Conseil National de Recherche, Canada) ont été analysés tous les 20 échantillons pour contrôler la précision analytique. Les résultats moyens se situent dans la fourchette des incertitudes certifiées. La précision analytique pour toutes les analyses était < 5 %.

### 3.3.2. Analyse de la Matière Organique Naturelle (MON) : COT (Carbone Organique Total) et fluorescence naturelle

Les quantités de COT ont été mesurées à l'aide d'un analyseur de carbone SHIMADZU® TOC-VCSH dont le principe de mesure est une combustion catalytique à 680 °C et une méthode de détection infrarouge du CO<sub>2</sub>. Compte tenu de la faible quantité de COT comparativement au carbone minéral, la méthode d'analyse utilisée est la méthode « Non Purgeable Organic Carbon ».

La fluorescence naturelle de la MON a été analysée grâce à un spectrofluorimètre 3D SHIMADZU® RF-5301 PC sur un échantillon brut, non filtré le plus tôt possible après le prélèvement (maximum 48 h). Cet équipement a permis d'obtenir des spectres d'excitation-émission selon la méthode suivante (Batiot *et al.*, 2008 et Quiers *et al.*, 2013) :

- excitation : de 220 à 450 nm, par pas de 10 nm ;
- émission : de 250 à 550 nm par pas de 1 nm ;
- largeur des Fentes Exc. et Em. 15 nm.

### 3.3.3. Caractérisation de la diversité bactérienne

L'ADN environnemental a été extrait à partir de chaque filtre préalablement conservé à -80 °C (cf. partie précédente) à l'aide du kit DNeasy PowerWater DNA Kit (QIAGEN, Allemagne).

La région hypervariable V3-V4 du gène de l'ARNr 16S bactérien a été amplifiée et séquencée sur un séquenceur Illumina Mi-Seq (MetaHealth, CIRAD, Montpellier, France). Les analyses bio-informatiques ont été réalisées par MetaHealth. Les données ont ensuite été traitées avec le logiciel R (<http://www.r-project.org/>).

### 3.3.4. Analyse de la contamination fécale

L'analyse bactériologique (coliformes totaux et *Escherichia coli*) a été réalisée sur 100 ml d'échantillon d'eau brute à l'aide du kit Colilert®. La mise en évidence des coliformes et des *E. coli* est basée sur la détection d'activités enzymatiques spécifiques de ces deux groupes bactériens. Les échantillons ont été analysés dès le retour du terrain ou au plus tard dans les 24h après prélèvements.

### 3.3.5. Analyse isotopique (Sr, B, Li, Rn, O et D)

Les analyses isotopiques du Sr et B (plateforme technique AETE-ISO de l'OSU OREME de l'Université de Montpellier) et Li (BRGM, Orléans) ont été réalisées par MC-ICPMS Neptune Plus (Multiple Collector – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), de la société ThermoFisher Scientific après séparation chimique sur résine. La séparation chimique du Sr (environ 1 µg de Sr est chargé sur la colonne) a été réalisée à l'aide d'une colonne échangeuse d'ions Sr Resin qui présente un blanc total < 0,5 ng pour l'ensemble de la procédure de séparation chimique. La reproductibilité des mesures du rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr a été testée par des analyses répétées de l'étalon NBS987. La séparation chimique du B (environ 300 ng de bore) est réalisée sur résine Amberlite® IRA-743 (125-250 µm).

Les résultats isotopiques du B ( $\delta^{11}\text{B}$ ) sont donnés par rapport au standard NIST SRM 951 mesuré entre chaque échantillon selon la méthode de « standard-bracketing ». La reproductibilité des mesures du rapport  $\delta^{11}\text{B}$  est estimée sur le standard d'eau de mer Nass-5 avec une valeur de  $39,89 \pm 0,66 \text{ ‰}$ . Le blanc total représente maximum 8 % du signal total en  $^{11}\text{B}$ , et est corrigé des échantillons. Enfin, la séparation chimique du Li (environ 100 ng de Li) est réalisée sur résine échangeuse d'ions AG50WX12 200-400 mesh. La composition isotopique du lithium a été mesurée sur ICP-MS à multi-collection Neptune+ (ThermoElectron) au BRGM. L'absence de fractionnement lors de l'étape de purification est testée par l'analyse répétée du standard d'eau de mer IRMM BCR-403. Les blancs sont négligeables. La mesure de la composition isotopique se fait comme pour le B selon la méthode de « standard-bracketing » en normalisant au standard L-SVEC (NIST, RM8545) afin de corriger du biais de masse instrumentale et de sa dérive au cours du temps. L'incertitude analytique attribuée à la valeur  $\delta^7\text{Li}$  de l'échantillon est de  $\pm 0,5 \text{ ‰}$ .

La concentration en radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) a été déterminée au laboratoire HydroSciences Montpellier à l'aide d'un détecteur AlphaGUARD mesurant l'émission des particules  $\alpha$  lors de la désintégration du  $\text{Rn}^{222}$ . Après un comptage du bruit de fond (100 min), une première étape de désorbage du radon de l'échantillon est réalisée par injection d'air en milieu fermé (100min) suivis de la mesure de l'échantillon (100 min).

La composition en isotopes stables des échantillons a été mesurée soit sur un spectromètre de masse à isotopes stables Elementar Isoprime, soit par spectroscopie d'absorption Laser sur analyseur Picarro au laboratoire LAMA d'HydroSciences Montpellier. Dans les deux cas, la calibration a été réalisée par des analyses répétées de standards internes de composition isotopique connue en alternance avec les échantillons. La composition isotopique de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) est exprimée en différence relative en part pour mille (‰) par rapport au standard international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Les compositions isotopiques sont données avec une précision de  $\pm 0,9 \text{ ‰}$  pour les valeurs de  $\delta\text{D}$  et de  $\pm 0,07 \text{ ‰}$  pour le  $\delta^{18}\text{O}$ .

### 3.3.6. Analyse des traceurs de temps de résidence

Les analyses de tritium ont été réalisées au laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse par comptage bêta sur compteur à scintillation liquide après électrolyse préalable pour enrichir les eaux en tritium. La limite de détection est de 1 UT. L'estimation des incertitudes est réalisée par mesures répétées de l'activité de solutions standards diluées. Les résultats sont exprimés en unités tritium : 1 UT# 0.118 Bq/l ; Période du tritium : 12.32 ans (Lucas et Unterweger, 2000).

Les analyses des CFC et du  $\text{SF}_6$  ainsi que des gaz dissous ont été réalisées par la plateforme Condote Eau de l'OSU de l'Université de Rennes. Les gaz nobles et majeurs ( $\text{He}$ ,  $\text{Ne}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{CO}_2$ ) ont été extraits par la méthode head space avec de l' $\text{He}$  sauf pour l' $\text{He}$  qui a été extrait à l' $\text{Ar}$ . Ils ont été mesurés par chromatographie en phase gazeuse à l'aide d'un détecteur catharométrique ( $\mu\text{GC}$  3000 - SRA), avec une précision de 8 % pour le  $\text{Ne}$ , 5 % pour l' $\text{Ar}$  et le  $\text{N}_2$  et 3 % pour l' $\text{He}$ . Les CFC et le  $\text{SF}_6$  ont été extraits par la méthode de purge and trap, avec de l'azote purifié, permettant de concentrer les gaz puis quantifiés par chromatographie en phase gazeuse avec un détecteur à capture d'électrons (Labasque *et al.*, 2014, 2006). Les incertitudes analytiques sont estimées à 3 % pour les CFCs et 5 % pour le  $\text{SF}_6$  pour les échantillons concentrés (au-dessus de 0,1 pmol/kg pour les CFC et 0,1 fmol/kg pour le  $\text{SF}_6$ ), et peuvent atteindre 20 % pour les faibles concentrations, proches des limites de détection (entre 0,01 à 0,05 pmol/L pour les CFCs et 0,06 fmol/L pour le  $\text{SF}_6$ ) (Labasque *et al.*, 2014; Labasque 2006).

La préparation et les mesures du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  et de l'activité de  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées par l'Environmental Isotope Laboratory de l'Université de Waterloo. Le carbone inorganique dissous dans l'eau est extrait par acidification (attaque avec  $\text{H}_3\text{PO}_4$ ). Le gaz est extrait sous vide et purifié par cryogénie. Un aliquote est utilisé pour la mesure du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  par spectrométrie de masse en phase gazeuse. Le  $\text{CO}_2$  est réduit en graphite pour être analysé. L'activité de  $^{14}\text{C}$  est mesurée par spectrométrie de masse par accélération (AMS). L'activité de  $^{14}\text{C}$  mesurée est reportée par rapport à celle du carbone moderne de référence. Elle est exprimée en pourcentage de carbone moderne et normalisée en tenant compte de la valeur de  $\delta^{13}\text{C}$  (pCM).

## 4. Présentation des outils géochimiques

De nombreux outils géochimiques et isotopiques ont été mis en œuvre dans cette étude, permettant d'avoir en parallèle des informations sur les processus d'interaction eau-roches, les processus de mélange et l'âge des eaux. Ces outils sont : les paramètres physico-chimiques, les éléments majeurs et en traces, les isotopes stables de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ), les isotopes du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), du lithium ( $\delta^7\text{Li}$ ), du Bore ( $\delta^{11}\text{B}$ ) et du chlore ( $^{36}\text{Cl}$ ) et du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) et les gaz dissous (CFC,  $\text{SF}_6$ ,  $^4\text{He}$ , Ar, Ne,  $\text{N}_2$ ).

Ce chapitre a pour objectif de présenter ces principaux outils. Le tableau ci-après rassemble succinctement les informations apportées par les différents traceurs et les laboratoires mobilisés pour leurs analyses.

Tableau 2 : Récapitulatif des prélèvements et analyses menés dans le cadre du projet DEM'Eaux Thau.

Traceur	Utilisation dans le projet	Analyse
Conductivité, pH, température, $[\text{O}_2]$ dissous, $[\text{CO}_2]$ dissous	Origine des flux	Sur le terrain (HSM, BRGM)
$^{18}\text{O}$ , $^2\text{H}$ , $^3\text{H}$	Origine des flux	LAMA (HSM)
Isotopes Li, Br, Sr	Signature des fluides thermaux, marins et karstiques, Origine des flux	BRGM/HSM
Éléments majeurs et traces Terres Rares (REE)	Origine des flux	AETE (Université de Montpellier)
COT et fluorescence naturelle	Signature des flux superficiels	HSM
Bactériologie	Traçage des eaux de sub-surface	HSM
Microbiologie	Signature des flux	HSM
CFC/ $\text{SF}_6$	Pollution anthropique et/ou signature des eaux jeunes (<60ans)	CONDATE (Université de Rennes) EAU de
Gaz nobles (Ne, Ar), atmosphériques ( $^4\text{He}$ , $\text{N}_2$ )	Estimation de la température de recharge, de l'excès d'air (EA), de processus naturels red-ox, flux thermaux profonds	CONDATE (Université de Rennes) EAU de
Radon ( $^{222}\text{Rn}$ )	Origine des flux et temps de transfert	HSM
$^{36}\text{Cl}$	Estimation des temps moyens de résidence	CEREGE
Isotopes du carbone ( $^{13}\text{C}$ , $^{14}\text{C}$ )	Origine des flux et estimation des temps moyens de résidence	HSM

### 4.1. LES TRACEURS DES INTERACTIONS EAUX-ROCHES

#### 4.1.1. Terres rares (REE)

Les Terres Rares (Rare Earth Elements) constituent un groupe d'éléments métalliques naturellement présents à l'état de trace dans les eaux naturelles superficielles et souterraines. Leur concentration dans les eaux est principalement héritée des roches dans lesquelles elles circulent. Elles ont un comportement chimique similaire et les 14 REE sont habituellement étudiées ensemble et forment ainsi un groupe bien distinct. Leur signature dans les eaux est donc principalement caractéristique de la lithologie des roches traversées. Cette signature permet d'identifier l'origine des eaux et de mettre en évidence d'éventuels mélanges d'eau lorsque les signatures sont contrastées. Le profil des Terres Rares est conventionnellement représenté après normalisation à un matériau géologique de référence, le North American Shale Composite (NASC) pour les eaux naturelles, qui correspond à un échantillon moyen des schistes argileux nord-américains.

Cette normalisation permet de mettre en évidence les potentielles anomalies en un élément, c'est-à-dire des teneurs supérieures ou inférieures à la référence. Certaines anomalies ne sont pas liées aux processus d'interaction eau-roche et peuvent être directement reliées à une pollution anthropique. C'est le cas pour le gadolinium : une anomalie positive en cet élément, associée généralement à des hautes concentrations en nitrate, peut traduire une pollution des effluents d'eaux usées provenant de station d'épuration.

#### 4.1.2. Strontium

Le strontium (Sr) est un élément chimique de type alcalino-terreux dont les propriétés physico-chimiques sont proches de celles du calcium (Ca). Cette similarité permet au Sr de se substituer au Ca dans les réseaux cristallins. Le Sr possède trois isotopes stables d'abondance constante au cours du temps :  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  et  $^{84}\text{Sr}$  et un radiogénique :  $^{87}\text{Sr}$ , issu de la désintégration radioactive du rubidium 87 ( $^{87}\text{Rb}$ ) et dont l'abondance augmente donc au cours du temps. Dans les études environnementales, on utilise le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que l'on exprime en fonction de teneurs en strontium et rubidium ( $1/\text{Sr}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ).

Dans l'eau, ce rapport ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) est directement lié à celui du minéral ou de l'assemblage minéralogique avec lequel l'eau a interagi. En effet, il n'y a pas de fractionnement de ces isotopes lors de la dissolution des minéraux ou de la précipitation de minéraux secondaires. Chaque minéral a sa propre signature en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  liée à son contexte de formation. Ainsi, les eaux qui drainent des roches silicatées (granite par exemple) présentent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  relativement élevés mais des concentrations en Sr faibles, celles qui drainent des roches carbonatées ont des signatures plus faibles (moins radiogéniques) mais des concentrations en Sr plus fortes. Ainsi, les variations du rapport isotopique du strontium dans un hydrosystème donnent des informations sur (1) l'origine et potentiellement les proportions de mélange des différents types d'eau, ainsi que sur (2) la nature et l'intensité des interactions eau-roche notamment liées à l'altération ou à la dissolution.

#### 4.1.3. Bore

Le bore est un élément trace qui possède deux isotopes  $^{10}\text{B}$  et  $^{11}\text{B}$  extrêmement solubles dans les fluides aqueux. La composition isotopique d'un échantillon se note en déviation relative (en ‰) par rapport à un standard. En l'absence d'évaporite ou de mélange avec des eaux saumâtres, le bore dans les eaux souterraines provient principalement de l'altération de roches silicatées (teneur moyenne de l'ordre de 10 mg/Kg) mais est également apporté par les eaux de pluie (teneur moyenne de l'ordre de 3 µg/l pour le Gard, Ladouche *et al.* 2009).

Le bore est un élément léger et le contraste de masse entre le  $^{11}\text{B}$  et  $^{10}\text{B}$  est assez significatif pour que les isotopes du bore soient soumis à de forts fractionnements isotopiques, ce qui entraîne des variations importantes de plus de 90 ‰ de la composition des eaux dans le milieu naturel. Ces contrastes font du bore un excellent traceur à la fois des sources du bore (fortement lié à la salinité des eaux) que des processus naturels qui l'affectent (mise en évidence de mélange, fractionnement, etc.). Le fractionnement du bore dans les eaux est souvent associé aux échanges avec les argiles. En effet, en solution aqueuse, le bore est présent sous forme d'acide borique non dissocié  $\text{B}(\text{OH})_3$  et d'ion borates  $\text{B}(\text{OH})_4^-$ . La répartition entre ces deux espèces dépend essentiellement du pH, de la température et de la salinité (Hershey *et al.*, 1986, Kakihana *et al.*, 1977 : Figure 6). Le  $^{11}\text{B}$  est préférentiellement incorporé dans l'acide borique  $\text{B}(\text{OH})_3$  tandis que le  $^{10}\text{B}$  a une plus grande affinité pour  $\text{B}(\text{OH})_4^-$ . Lors d'interactions avec des argiles et/ou de la matière organique, le  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  sera préférentiellement incorporé lors des processus d'adsorption, entraînant une diminution des teneurs en bore (plus ou moins importante en fonction de la répartition relative des deux espèces), une augmentation de la proportion de  $^{11}\text{B}$  et ainsi une augmentation du  $\delta^{11}\text{B}$  dans la solution.



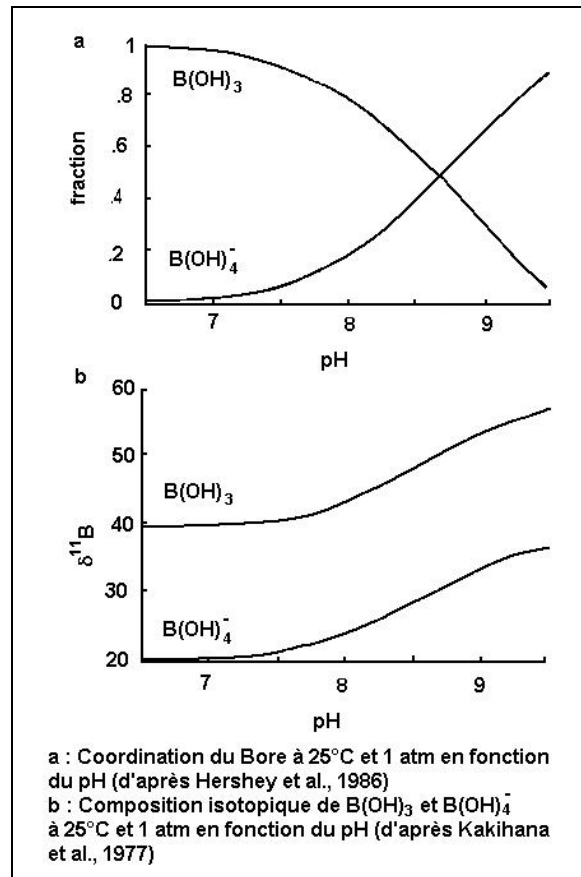


Figure 6 . Répartition des espèces de bore en solution à 25 °C sous 1 atmosphère en fonction du pH et variation correspondante du  $\delta^{11}\text{B}$ .

#### 4.1.4. Lithium

Le lithium est un élément chimique possédant deux isotopes de masse 6 et 7 (abondances naturelles de 7,5 % et 92,5 % respectivement), à caractère lithophile et très fortement soluble. La différence de masse relative entre les deux isotopes est importante, provoquant de forts fractionnements de masse lors des processus géochimiques. En particulier, en basse et moyenne température, il a été montré que les interactions eau-roche provoquent un enrichissement en  $^7\text{Li}$  dans la solution puisque le  $^6\text{Li}$  est préférentiellement retenu en phase solide, lors de formation de minéraux secondaires. Toutefois, à l'échelle d'un bassin versant, il a été démontré que le fractionnement est principalement lié à l'intensité d'altération et n'est donc pas un traceur de lithologie. À haute température, le fractionnement est principalement dû à la température : plus la température est importante, plus le rapport  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  diminue. Le lithium est donc un élément intéressant pour mieux comprendre les processus géochimiques qui ont lieu dans un système.

La gamme de variation du  $\delta^7\text{Li}$  (déviations relatives par rapport à la variation du standard de carbonate de lithium en ‰) est comprise entre -15 ‰ à 50 ‰ (Figure 7). L'eau de mer a une composition isotopique très homogène mesurée à 31 ‰ (Millot et al., 2004a).

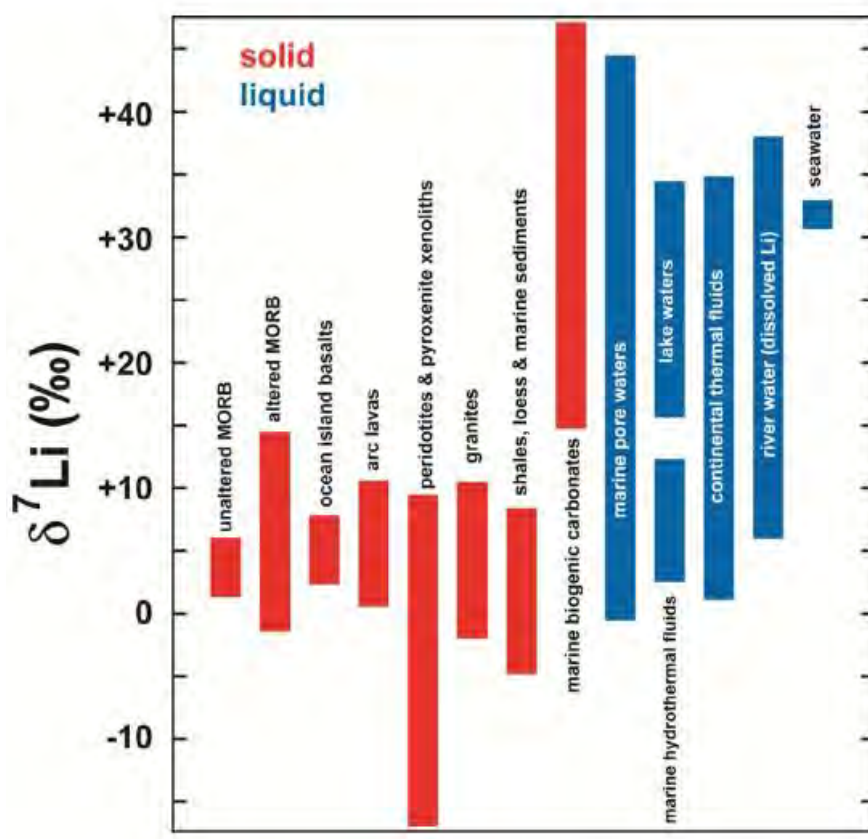


Figure 7 : Gamme de variation des compositions isotopiques en  $\delta^7\text{Li}$  dans les eaux (en bleu) et des roches (en rouge) (Millot R., 2013).

Les concentrations en Li sont contrôlées principalement par les processus d'interactions eaux-roches (intensité d'interaction, température et assemblage minéralogique), par la formation de minéraux secondaires et par les processus d'adsorption/désorption lors d'échange entre le lithium en solutions et les surfaces minérales (Millot, 2013). De plus, il semble que les concentrations en Li dans les eaux ne soient pas impactées par les réactions d'oxydo-réduction, de complexation organique et de spéciation (Millot, 2013).

#### 4.1.5. Le radon 222

Le radon est un élément chimique ayant trois isotopes naturels, tous radioactifs. Le plus stable d'entre eux est le radon 222, il présente une période de demi-vie très courte de 3.8235 j. Il est produit par la désintégration radioactive naturelle de la série de l'uranium 238, et plus précisément par la désintégration  $\alpha$  du radium 226. La source principale du radium dans les eaux souterraines correspond à la roche encaissante et plus généralement toutes les roches contenant de l'uranium. Dans les eaux karstiques, connues pour avoir de faibles concentrations en uranium, la source principale de radon provient souvent des argiles et autres matériaux détritiques présent dans les fractures des roches carbonatées (Molina, 2017). Ainsi, contrairement aux études dans les roches de socles, l'enrichissement en Rn dans les eaux karstiques n'est pas dû au temps de contact avec la roche mais renseigne sur les circulations superficielles.

## 4.2. TRACEURS POUR LA CARACTÉRISATION DES PROCESSUS DE RECHARGES

### 4.2.1. Gaz nobles

Les gaz nobles stables (aussi appelés gaz rares) sont le néon (Ne), l'argon (Ar), le krypton (Kr), et le xénon (Xe). Du fait de la stabilité de leur pression partielle dans l'atmosphère au cours du temps et de leur inertie chimique (Saltel *et al.*, 2014), ces gaz sont utilisés en hydrogéologie pour estimer les conditions de pression et température au moment de la recharge. Leur concentration dans les eaux souterraines provient de leur dissolution selon la loi d'Henry à l'interface entre la zone saturée et la zone non saturée des aquifères et sont donc fonction des conditions de température, de pression et de salinité au moment de la recharge. Une fois la zone saturée atteinte, les signatures en gaz nobles sont conservées durant leur transit au sein de l'aquifère. La relation entre les concentrations de ces gaz (et en particulier leur solubilité) et la température est clairement établie (Weiss, 1980) et permet ainsi de déterminer la température de recharge.

Toutefois, dans la zone non saturée, le piégeage de bulles d'air et leur dissolution forcée sous l'action de l'augmentation de la pression hydrostatique, peuvent modifier les concentrations en gaz dissous dans les eaux souterraines. Ainsi, on mesure des concentrations en gaz dissous supérieures à ce qui était prédit par la loi de Henry. Ce phénomène, appelé excès d'air (EA), doit être pris en compte dans les méthodes de datation utilisant des traceurs gazeux (He et gaz anthropiques).

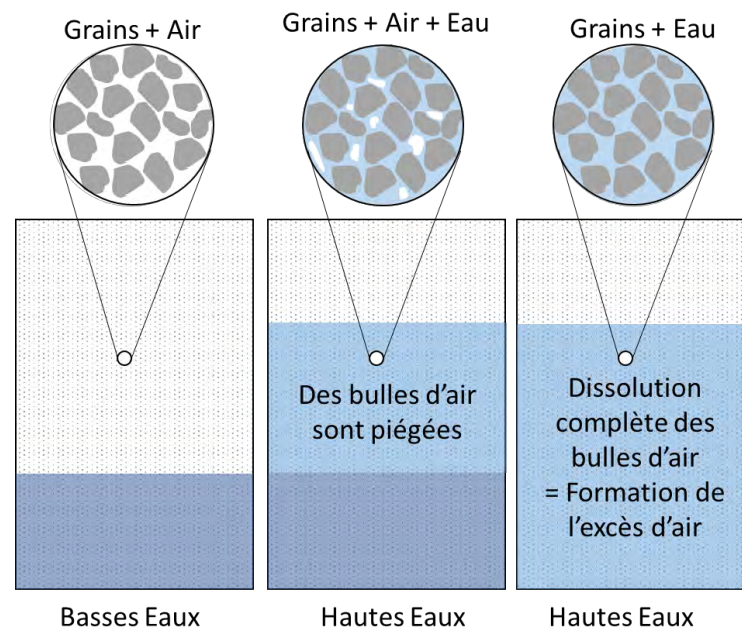


Figure 8 : Représentation schématique de la formation d'excès d'air.

Afin d'estimer les températures de recharge et l'excès d'air, les concentrations d'Ar et de Ne des échantillons sont replacées dans un abaque de type Ar/Ne (Figure 9) pour lire la température et l'excès d'air associés. Cette grille, proposée par Heaton and Vogel (1981) pour l'Ar/ N<sub>2</sub> a été modifiée en Ar/Ne pour s'affranchir de l'impact de la dénitrification sur le N<sub>2</sub>.

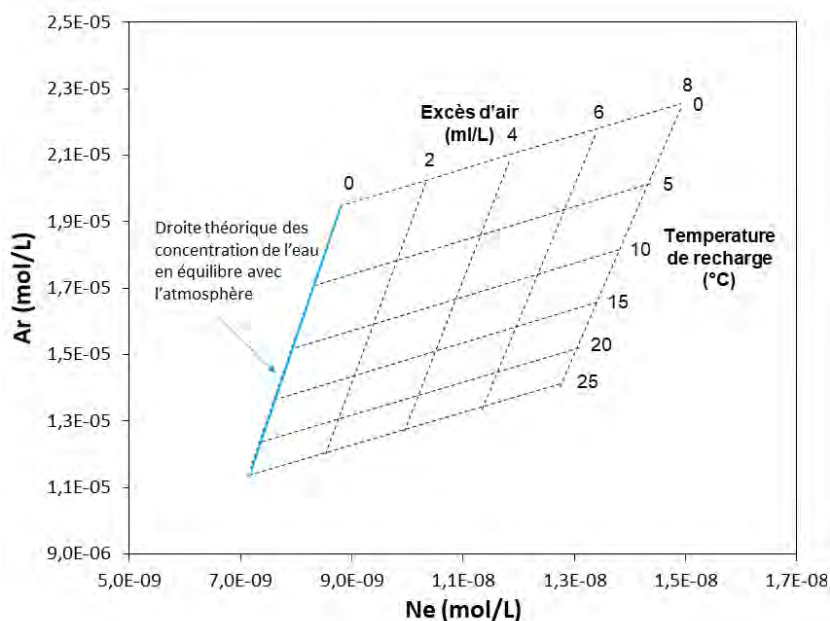


Figure 9 : Lien des concentrations en Ar-Ne avec les températures de recharge et l'excès d'air des échantillons d'eaux. La droite à excès d'air de zéro a été calculée en fonction de la loi de Henry en équilibre avec l'atmosphère pour différentes températures. Le lien Ar-Ne avec l'EA a été estimé par ajout dans une solution d'excès d'air (Heaton and Vogel, 1981).

#### 4.2.2. Isotopes stables de la molécule d'eau ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta\text{D}$ )

Les rapports ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) et ( $^2\text{H}/^1\text{H}$ ) sont exprimés en  $\delta$  ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$  respectivement) par rapport au standard V-SMOW représentant la composition isotopique moyenne des eaux océaniques : « Standard Mean Ocean Water » ou SMOW (Craig, 1961) correspondant à une eau de mer à  $\delta = 0\text{‰}$ .

Les variations des compositions isotopiques de la molécule d'eau ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$ ) dans le cycle hydrologique résultent soit de mélanges d'eaux de compositions isotopiques différentes, soit de fractionnements isotopiques qui interviennent lors des changements de phase (évaporation, condensation). L'évaporation entraîne toujours la formation de vapeur appauvrie en isotopes lourds par rapport au liquide d'origine (fractionnement isotopique). A l'inverse, lors de la condensation, la phase condensée (pluie par exemple) est toujours enrichie en isotopes lourds au détriment de la phase vapeur résiduelle (nuage). Ainsi, la teneur en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$  des eaux de pluie va dépendre des effets de la latitude, de l'altitude, de la distance par rapport aux océans (continentalité), de la quantité de précipitation et de la reprise de l'évaporation. À l'échelle mondiale, les teneurs en deutérium des pluies sont reliées aux teneurs en oxygène 18 par la relation linéaire couramment appelée droite mondiale des eaux météoriques (Craig, 1961 :  $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ ).

La détermination des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$  des eaux souterraines permet la comparaison par rapport à la fonction d'entrée, c'est-à-dire par rapport à la droite locale des eaux météoriques. Ces investigations permettent ainsi de vérifier d'une part s'il existe des processus d'évaporation dans notre système et d'autre part d'étudier les mélanges avec l'eau de mer. Le traçage obtenu à partir de l'oxygène 18 et du deutérium peut donc contribuer à mieux caractériser les transferts d'eau au sein des aquifères.

#### 4.3. LES TRACEURS DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX

Il existe un grand nombre d'outils chimiques utilisés pour estimer les temps de résidence (Figure 10) que l'on peut répartir en deux catégories en fonction de l'approche utilisée :

- l'utilisation de la variation de concentration d'un isotope par décroissance radioactive ( $^{14}\text{C}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) ou par accumulation ( $^4\text{He}$ ). Dans ce cas, le temps de résidence est estimé à partir de la vitesse à laquelle les isotopes se désintègrent ou s'accumulent ;
- l'utilisation de la variation de la concentration des traceurs dans l'atmosphère et donc de la fonction d'entrée dans le système aquifère (traceurs événementiels). C'est le cas des isotopes radioactifs émis lors des essais thermo nucléaires ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^3\text{H}$ ) et des gaz anthropiques produits industriellement depuis les années 30. Dans ce cas, le temps de résidence est estimé à partir du temps écoulé depuis l'événement. En parallèle d'un temps de résidence, ces traceurs informent sur les modèles d'écoulement des eaux souterraines, notamment en combinant différents traceurs.

Les outils de datation utilisés dans cette étude sont mis en évidence par les encadrés dans la Figure 10. Les traceurs ont été choisis pour couvrir une large gamme de temps de résidence. Les principes des différentes méthodes de datation ainsi que les modèles de circulation des eaux sont présentés dans les parties ci-dessous.

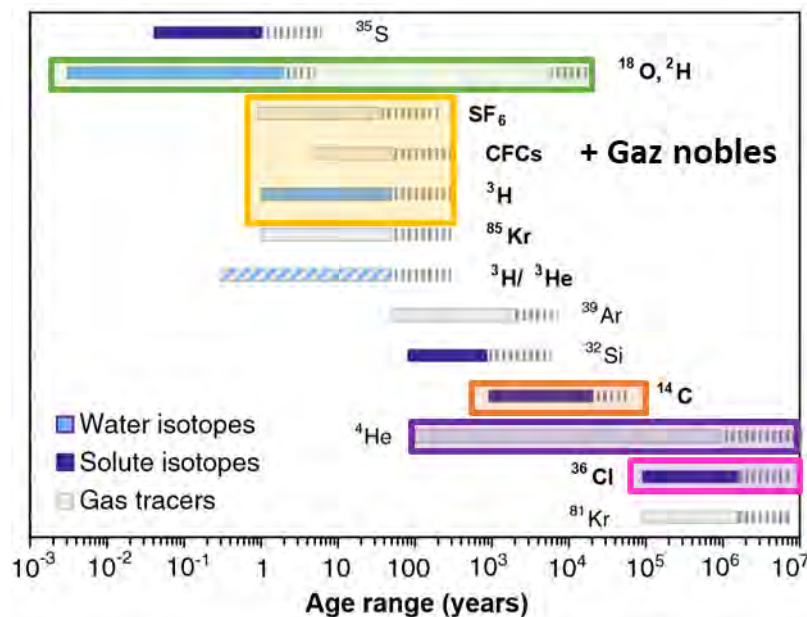


Figure 10 : Traceurs isotopiques et chimiques utilisés pour estimer l'âge des eaux souterraines (D'après B.D. Newman et al., 2010).

##### 4.3.1. Les chlorofluorocarbones (CFC) et l'hexafluorure de soufre (SF6)

Les chlorofluorocarbones (CFC) et l'hexafluorure de soufre (SF<sub>6</sub>) sont des gaz anthropogéniques, produits et utilisés dans le milieu industriel (réfrigération, climatisation, solvant). Depuis leur production à grande échelle dans les années 40 à 60, leurs concentrations dans l'atmosphère ont augmenté (Figure 11). Par la suite, la production de CFC et SF<sub>6</sub> a été interdite (Protocole de Montréal, 1987- protocole de Kyoto, 1997) au regard de leur effet nocif sur la couche d'ozone (Cicerone *et al.*, 1974 ; Molina and Rowland, 1974 ; Farman *et al.*, 1985). Ainsi, depuis la fin des années 90', la concentration atmosphérique de ces gaz décroît à l'exception du SF<sub>6</sub> (Figure 11).

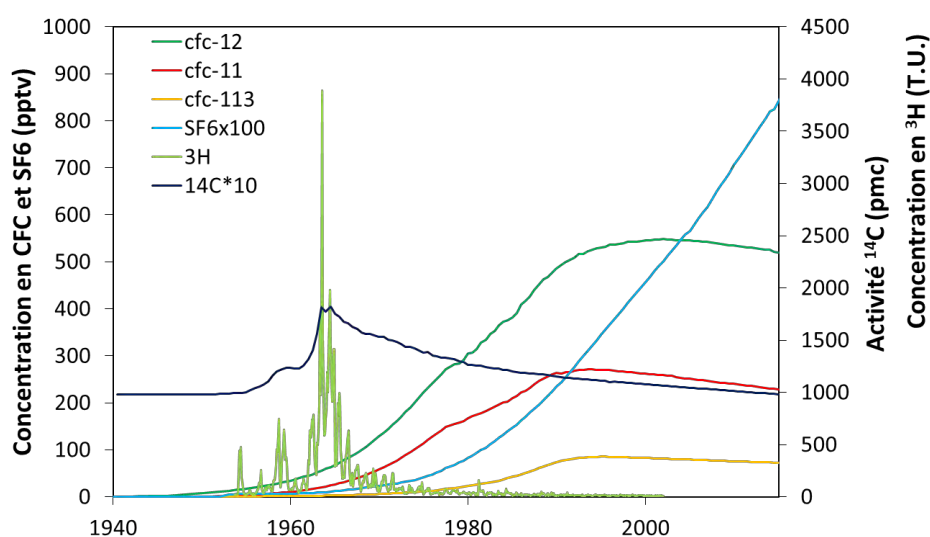


Figure 11 : Évolution des concentrations en CFC, SF<sub>6</sub> et 3H et de l'activité en <sup>14</sup>C atmosphériques (données USGS). (3H à Washington DC, très variables).

Le principe de la datation au CFC ou SF<sub>6</sub> est qu'une concentration donnée de CFC-SF<sub>6</sub> dans les eaux, convertie en pression atmosphérique (pptv), peut être associée à une concentration atmosphérique (Figure 11) et ainsi informe sur l'année de recharge. Ce principe est valable pour une recharge antérieure aux années 1990, mais ne l'est plus depuis leur décroissance. Sans les concentrations d'au moins un autre gaz, la date de recharge ne peut être validée. Ainsi, les concentrations de CFC-SF<sub>6</sub> dissous mesurées dans les eaux sont communément placées dans des diagrammes deux à deux, et comparées à différents modèles de circulation des eaux (cf. partie 3.3.6).

L'estimation des concentrations en gaz atmosphériques au moment de la recharge (en pptv) par la loi de Henry dépend de la température de recharge, de la salinité et de la pression (IAEA, 2006). Ces paramètres constituent une source d'incertitudes. À cela, s'ajoutent divers processus susceptibles d'influencer la diffusion des gaz ou de modifier leurs propriétés chimiques. La dégradation microbienne (Khalil et Ramoussen, 1989 ; Cook *et al.*, 1995 ; Horneman *et al.*, 2008), l'évolution des concentrations en CFC atmosphérique ou encore l'influence de pollution du site (géogénique, anthropique) constituent des limites à la datation aux gaz dissous (IAEA, 2006) (Tableau 3).



Tableau 3 : Synthèse des paramètres influençant l'âge apparent des eaux souterraines par la datation aux gaz dissous. Les sources d'incertitudes sont en bleu, les limites sont en vert (Lemaître L., 2020).

Facteurs	Description	Aquifères concernés	Influence sur la datation	Influence sur les âges estimés
Température de recharge	Conditionne la solubilité des gaz	Tous	Importante pour les eaux récentes	Surestimé si température sous-estimée
Excès d'air	Concentration importante en gaz dissous	Tous	Forte pour SF <sub>6</sub> , négligeable pour les CFC	+ jeunes
Concentrations atmosphériques en CFC	Évolution linéaire	Tous	- Faible pour les années 1960-90 - Forte pour les années 1990-actuelles	2 âges possibles pour une même concentration
Épaisseur de la zone non saturée (ZNS)	Épaisseur variable et hétérogénéité	Aquifères à ZNS épaisse	- Faible par effet tampon - Forte par effet temps de transfert	Surestimé (1-2 ans pour une ZNS de 10m)
Type d'occupation du sol	Utilisation anthropique des CFC (industries, phytosanitaires)	En milieu rural ou proches d'industries	Forte	+ jeunes / hors seuil de mesure
Dégradation en contexte réducteur	Au cours du transfert	Aquifères avec dénitrification/ sulfatoréduction/ méthanogenèse	Forte pour CFC (CFC11> CFC13> CFC12) SF <sub>6</sub> non affecté	surestimé

#### 4.3.2. Le tritium (<sup>3</sup>H)

L'isotope tritium (<sup>3</sup>H) de la molécule d'eau est instable dans le temps et est fréquemment utilisé comme géochronomètre pour dater les eaux (<sup>3</sup>H, isotope radioactif de période courte de 12,32 ans). C'est un marqueur des masses d'eau contemporaines. En effet, une production artificielle s'est ajoutée à la production naturelle<sup>1</sup> au cours des essais thermonucléaires aériens, pendant la période 1952-1963 ; les essais aériens ont cessé depuis 1963. Par l'intermédiaire de cette production artificielle, **on peut donc différencier les eaux qui résultent des précipitations sans tritium nucléaire (avant 1952) des eaux de précipitations formées dans une atmosphère contenant du tritium nucléaire**. La présence de tritium dans une eau témoigne d'une alimentation récente. Dans notre cas, elle peut permettre d'identifier une infiltration d'eau récente dans le réservoir carbonaté. La limite majeure reste, néanmoins, la précision analytique de la mesure ( $\pm 1$  UT), trop proche des variations saisonnières, interannuelles et spatiales (Gourcy et Petelet-Giraud, 2011).

<sup>1</sup> Production naturelle de 1 atome de <sup>3</sup>H pour 10<sup>18</sup> atomes de <sup>1</sup>H.

### 4.3.3. Le carbone 14 ( $^{14}\text{C}$ )

Le carbone 14, comme outil de datation des eaux, a été reconnu comme méthode efficace (ex. Han et Plummer, 2016 ; Corcho *et al.*, 2007 ; Varsanyi *et al.*, 2011 ; Vautour *et al.*, 2015 ; Hasegawa *et al.*, 2016 ; Méjean *et al.*, 2016...), et a été très largement utilisé depuis sa première application sur les eaux par Münnich (1957). L'estimation du temps de résidence des eaux se fait de manière indirecte par la datation du Carbone Inorganique Dissous ( $\text{DIC}$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ) contenu dans l'eau souterraine.

La datation au  $^{14}\text{C}$  est basée sur la loi de désintégration du  $^{14}\text{C}$  au cours du temps. Ainsi, le temps de résidence conventionnel est obtenu par l'équation :

$$t = -\frac{1}{\lambda_{14}} \ln \left( \frac{{}^{14}\text{C}_{\text{DIC}}}{{}^{14}\text{C}_0} \right) \quad \text{Équation 1}$$

où :  $\lambda$  est la constante de désintégration du  $^{14}\text{C}$  défini par  $\lambda = \ln 2 / t_{1/2}$  avec  $t_{1/2}$  le temps de demi-vie de 5 730 ans,  ${}^{14}\text{C}_0$  est l'activité initiale du  $^{14}\text{C}$  dans le système étudié et  ${}^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$  est l'activité du  $^{14}\text{C}$  dans l'échantillon. L'activité du  $^{14}\text{C}$  est exprimée en pourcentage de carbone moderne (pcm) par rapport à un standard (acide oxalique NBS I).

Le  ${}^{14}\text{C}_0$  correspond à la valeur atmosphérique moyenne communément estimée à 100 pcm depuis 10 000 ans. Les essais nucléaires des années 1950 et 1960 ont introduit des quantités importantes de  $^{14}\text{C}$  (> 180 pcm) dans l'atmosphère et permettent donc de définir que les eaux souterraines avec une activité  $^{14}\text{C}$  supérieure à 100 pcm ont été en partie rechargées entre 1950 et aujourd'hui (Figure 11).

Toutefois, de nombreux processus géochimiques et physiques influencent la concentration en carbone dans le système. On trouve par exemple des apports de  $\text{CO}_2$  (gaz du sol,  $\text{CO}_2$  provenant de l'oxydation de la matière organique fossile,  $\text{CO}_2$  issu de l'oxydation du méthane,  $\text{CO}_2$  d'origine mantellique) ou des apports de carbone (dissolution de roches carbonatées) ou encore du fractionnement isotopique lié à la dissolution de roches carbonatées. Afin de contraindre le système et de prendre en compte les processus géochimiques tels que la dissolution de carbonates, on utilise le carbone 13 et la concentration en carbone inorganique dissous, en considérant que les processus qui affectent le  $^{14}\text{C}$  sont les mêmes pour l'ensemble des espèces carbonatées (sans la désintégration du  $^{14}\text{C}$ ). Les variations isotopiques du  $^{13}\text{C}$  permettent de mettre en évidence les processus affectant le  $^{14}\text{C}$  dans le système et ainsi de les corriger pour améliorer l'âge brut issu uniquement de la loi de désintégration radioactive. Ainsi, de nombreux modèles existent (Tableau 4), permettant de corriger la valeur initiale de  $^{14}\text{C}$ , autrement dit la valeur du  ${}^{14}\text{C}_0$  affectée par les processus cités ci-dessus (par exemple Eichinger (1983) ; Evans *et al.* (1979) ; Fontes and Garnier (1979) ; Fontes (1992) ; Ingerson et Pearson (1964) ; Mook (1972) ; Tamers (1975)).



Tableau 4 : Présentation succincte des principaux processus géochimiques pris en compte par les modèles de datation de  $^{14}\text{C}$  les plus fréquemment utilisés (Plummer et Glynn, 2013).

Process	$A_0$ model <sup>a</sup>									
	Conventional $^{14}\text{C}$ age:	Vogel	Tamers	Mass balance	Pearson	IAEA	Mook	Evans	Eich-inger	Fontes and Garnier
Carbonate dissolution			x	x	x	x	x	x	x	x
Soil gas $\text{CO}_2$ dissolution			x	x	x	x	x	x	x	x
$\text{CO}_2$ gas–aqueous exchange						x	x			x
Calcite– $\text{HCO}_3^-$ exchange								x	x	x
Gypsum dissolution				x						x
Ca/Na cation exchange										x

#### 4.3.4. L'hélium 4 ( $^4\text{He}$ )

L'hélium 4 est un gaz noble, produit dans le sous-sol par l'activité  $\alpha$  liée à la désintégration de l'uranium et du thorium. Il est communément utilisé comme outil de datation des eaux anciennes, d'un âge supérieur à 100 ans (Figure 10) en considérant l'accumulation d'hélium dans les eaux comme étant une fonction linéaire en fonction du temps (Solomon et al., 1996 ; Elliot et al., 1999 ). La quantité d'hélium dans les eaux va dépendre de son taux de production dans la roche ( $\text{He}_p$ ), de sa concentration initiale dans l'eau (apport atmosphérique  $\text{He}_{atm}$ ), de la dissolution des bulles d'air présentes dans le sol lors de la recharge (excès d'air  $\text{He}_{ea}$ ) et enfin des apports liés à des flux externes  $\text{He}_{fe}$ . Les flux externes peuvent être dus à des remontées d'un flux basal (Aggarwal et al., 2015), à l'ajout d'hélium mantellique dans les zones tectoniques actives (Kulongoski et al., 2013), ou dans des zones d'amincissement lithosphérique en domaine d'extension (Torgersen, 1993) ou encore lors de la mise en place d'intrusions magmatiques (Torgersen et al., 1994; 1995). L'hélium mesuré dans l'eau ( $\text{He}_m$ ) est donc défini par :

$$\text{He}_m = \text{He}_{atm} + \text{He}_{ea} + \text{He}_p + \text{He}_{fe} \quad \text{Équation 2}$$

Le taux de production de l'hélium 4 dans la roche puis mis en solution est donné par (Torgersen, 1980) :

$$P(^4\text{He})_{\text{Groundwater}} = a[U] + b[Th] \left[ \rho \Delta_{He} \left( \frac{1-\theta}{\theta} \right) \right] + \frac{Fe}{\rho \theta z} \quad \text{Équation 3}$$

Où  $\alpha$  et  $b$  sont des constantes,  $[U]$  et  $[Th]$  les concentrations dans la roche mère,  $\rho$  la densité de la roche,  $\Delta He$  le facteur de mise en solution,  $\theta$  la porosité de la roche et  $Fe$  les flux externes. Les incertitudes sur l'estimation du taux de production sont essentiellement dues aux valeurs de porosité et du facteur de mise en solution.

Le temps de résidence est ensuite estimé par l'équation :

$$\tau = \frac{He_m - (He_{atm} + He_{ea})}{P(He)_{Groundwater}} = \frac{He_p}{P(He)_{Groundwater}} \quad \text{Équation 4}$$

#### 4.3.5. Le chlore 36 ( $^{36}Cl$ )

Le chlore (Cl) possède 14 isotopes dont les masses s'échelonnent de 32 à 43. À l'exception du chlore 35 et du chlore 37, tous sont radioactifs. D'un point de vue radioactif, le seul isotope à prendre en considération pour la datation des longues périodes est le chlore 36, les autres isotopes ayant des périodes radioactives inférieures à une heure. Le chlore 36 ( $^{36}Cl$ ) se désintègre à 98 % par émission  $\beta^-$  en argon 36, stable, et à 2 % par capture électronique en soufre 36, stable. Sa période de demi-vie est de  $301\,000 \pm 4\,000$  ans (Bentley *et al.*, 1986a) permettant la datation des eaux souterraines très ancienne (plusieurs dizaines de milliers d'années : 100 Ka à 1 Ma).

##### a) Origine naturelle du chlore 36

Dans l'atmosphère et la couche superficielle du globe, la spallation par les rayons cosmiques de l'argon 40, du potassium et du calcium ainsi que l'activation neutronique de l'argon 36 sont à l'origine de la production de chlore-36 radioactif (production estimée à 15 tonnes de  $^{36}Cl$  dont 70 % se trouveraient dans les océans).

Dans le sous-sol, l'activation du chlore 35 sous l'action des neutrons issus de la désintégration des éléments des chaînes de décroissance de l'uranium et du thorium, conduit également à la formation de chlore 36. Les estimations des quantités produites par cette réaction sont très imprécises et les estimations fluctuent de 300 à 3 000 tonnes (Bentley *et al.*, 1986).

Au bout d'un temps très long, la production profonde hypogénique et la décroissance radioactive s'équilibrent (équilibre séculaire<sup>2</sup>, noté Re). Ce rapport est d'autant plus grand que la production hypogénique est grande c'est-à-dire que le milieu est riche en uranium et en thorium. Ainsi les valeurs de Re varient avec la lithologie : autour de  $30 \cdot 10^{-15}$  dans les granites,  $12 \cdot 10^{-15}$  dans les argiles et  $2\text{--}7 \cdot 10^{-15}$  dans les sables (Fabryka-Martin, 1988). La valeur de Re des carbonates l'Oxfordien du bassin de Paris est estimée à  $4,5 \pm 1,9 \cdot 10^{-15}$  (Lavastre *et al.*, 2010).

---

<sup>2</sup> En physique nucléaire, l'équilibre séculaire est une situation où la quantité d'un radio-isotope reste constante du fait que son taux de production (dû, par exemple à la désintégration d'un isotope-parent) est égal à son taux de désintégration ; dans le cas contraire on parle de déséquilibre radioactif.

## b) Origine artificiel du chlore 36

Pendant la période 1945-1962, les essais nucléaires atmosphériques ont libéré dans l'environnement de faibles quantités de  $^{36}\text{Cl}$  issus de l'activation du chlore 35 d'origine marine. ( $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 1.10^{-10}$  at at-1). La quasi-totalité s'est depuis déposée au sol sur l'ensemble de la planète (Bentley, *et al.*, 1986). Le pic de production de  $^{36}\text{Cl}$  des années 50-60 est 1 000 fois supérieur à la production naturelle donc clairement identifiable dans les souterraines, offrant ainsi des perspectives intéressantes pour identifier (voire dater) des eaux de recharge récentes (<60-70 ans).

Dans le cœur des réacteurs nucléaires, une autre source de chlore 36 se forme par activation du chlore stable présent à l'état d'impuretés dans le combustible nucléaire. Ce chlore est susceptible d'être rejeté dans l'environnement sous forme d'effluent gazeux lors des opérations de retraitement et il est donc présent dans les déchets (Sheppard HW\_DO., 1996).

## c) Utilisation du chlore 36 dans les études environnementales

Les principales complications liées à l'utilisation du  $^{36}\text{Cl}$  pour estimer le temps de résidence des eaux souterraines réside dans l'estimation du rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  de l'eau de recharge qui varie selon l'importance des flux de recharge en lien avec l'évapotranspiration et aux changements de la production cosmogénique. Les processus de recharge des aquifères transfèrent le  $^{36}\text{Cl}$  d'origine atmosphérique vers les eaux souterraines. Le  $^{36}\text{Cl}$  est rarement retardé par rapport à la vitesse de l'eau par les processus d'adsorption ou réactions géochimiques. Dans un système idéal (c'est-à-dire un système sans sources souterraines de  $^{36}\text{Cl}$  ou de Cl stable tel que les interactions avec la halite ou d'eau marine), le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère peut être estimé simplement à partir de la quantité présente dans l'eau de recharge et la valeur mesurée en utilisant l'équation de décroissance radioactive du traceur  $^{36}\text{Cl}$ .

Dans les bassins sédimentaires et les roches cristallines profondes, de fortes concentrations en chlorure provenant des eaux juvéniles, de la dissolution de l'évaporite et/ou de mélange avec des eaux marines anciennes ou, éventuellement, de l'interaction entre la roche et l'eau peuvent également accroître la difficulté d'utilisation de la méthode. La difficulté réside dans la détermination des corrections à apporter avant le calcul de datation.

L'ensemble des processus décrits ci-dessus mène à l'équation suivante (Phillips, 2000) :

$$R_m \cdot C_m = R_i \cdot C_i \cdot e^{-\lambda \cdot t} + R_e \cdot C_i \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) + R_e \cdot (C_m - C_i) \quad \text{Équation 5}$$

Où  $R_m$  est le rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  mesuré,  $C_m$  la concentration en Cl mesurée,  $R_i$  le rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  initial de l'eau de recharge,  $C_i$  la concentration en Cl initiale au moment de la recharge,  $R_e$  le rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  à l'équilibre.

La résolution de l'équation pour obtenir l'âge est simple dans le cas où on ne suspecterait pas d'ajout de Cl mort, c'est-à-dire dans les milieux pauvres en Cl. Dans ce cas,  $C_m = C_i$  et l'équation se simplifie (Love *et al.*, 2000) :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{R_m - R_e}{R_i - R_e} \quad \text{Équation 6}$$

Dans le cas où on suspecterait un ajout de Cl, soit par dissolution d'évaporites soit par diffusion depuis les couches aquitards, soit par mélange avec des eaux salées, on ne peut s'affranchir de l'estimation de concentration initiale en Cl<sup>-</sup> au moment de la recharge. Le calcul de la concentration initiale nécessite de connaître la concentration dans les eaux de pluie et le facteur d'évapotranspiration qui a affecté les eaux de recharge des aquifères. L'âge peut ensuite être déterminé selon la formule suivante (Love *et al.*, 2000) :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{C_m \cdot (R_m - R_e)}{C_m \cdot (R_i - R_e)} \quad \text{Équation 7}$$

La résolution des équations nécessite de connaître les rapports <sup>36</sup>Cl/Cl initiaux (R<sub>i</sub>) et à l'équilibre (R<sub>e</sub>).

L'estimation du rapport R<sub>i</sub> repose sur la connaissance du taux de production global moyen atmosphérique de chlore-36 qui se situe entre 20 et 30 atomes m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> (Phillips, 2000) selon les latitudes. Le chlore 36 produit dans l'atmosphère se mélange ensuite au Cl stable présent dans l'atmosphère (d'origine océanique dont le rapport <sup>36</sup>Cl/Cl est faible, inférieur à 1.10<sup>-15</sup> d'après Phillips, 2000), ce qui entraîne des rapports relativement faibles entre le <sup>36</sup>Cl et le Cl stable (<sup>36</sup>Cl/Cl). Cet effet de dilution est plus fort près des côtes où les rapports <sup>36</sup>Cl/Cl peuvent atteindre des valeurs inférieures à 100.10<sup>-15</sup>. Ces rapports <sup>36</sup>Cl/Cl augmentent progressivement en s'éloignant des rivages océaniques pour atteindre des valeurs élevées près du centre des continents en raison de la diminution de la concentration atmosphérique de chlorure stable (1200 10<sup>-15</sup> par exemple dans les régions intérieures des États-Unis, Bentley et Davis, 1982 ; Bentley *et al.*, 1986 ; Davis *et al.*, 2001)

Différentes méthodes permettent d'estimer le rapport <sup>36</sup>Cl/Cl initial (Davis *et al.*, 1998). Elles se basent pour la plupart sur l'analyse et/ou l'estimation du rapport <sup>36</sup>Cl/Cl dans les pluies et les sols ou sur la mesure des taux de précipitation et d'évapotranspiration actuels afin de calculer le rapport initial à partir des modèles de distribution latitudinale. Cependant, aucune de ces approches ne permet de prendre en compte la variabilité temporelle du rapport initial au cours des âges géologiques. Certains auteurs considèrent que la meilleure estimation de R<sub>i</sub> (<sup>36</sup>Cl/Cl initial) provient probablement de la mesure des teneurs en <sup>36</sup>Cl dans les nappes phréatiques peu profonde situées au-dessus des aquifères profonds dont la valeur de base peut être considérée comme la valeur initiale du système, moyennée et lissée sur une période de temps plus grande (Davis *et al.*, 1998).

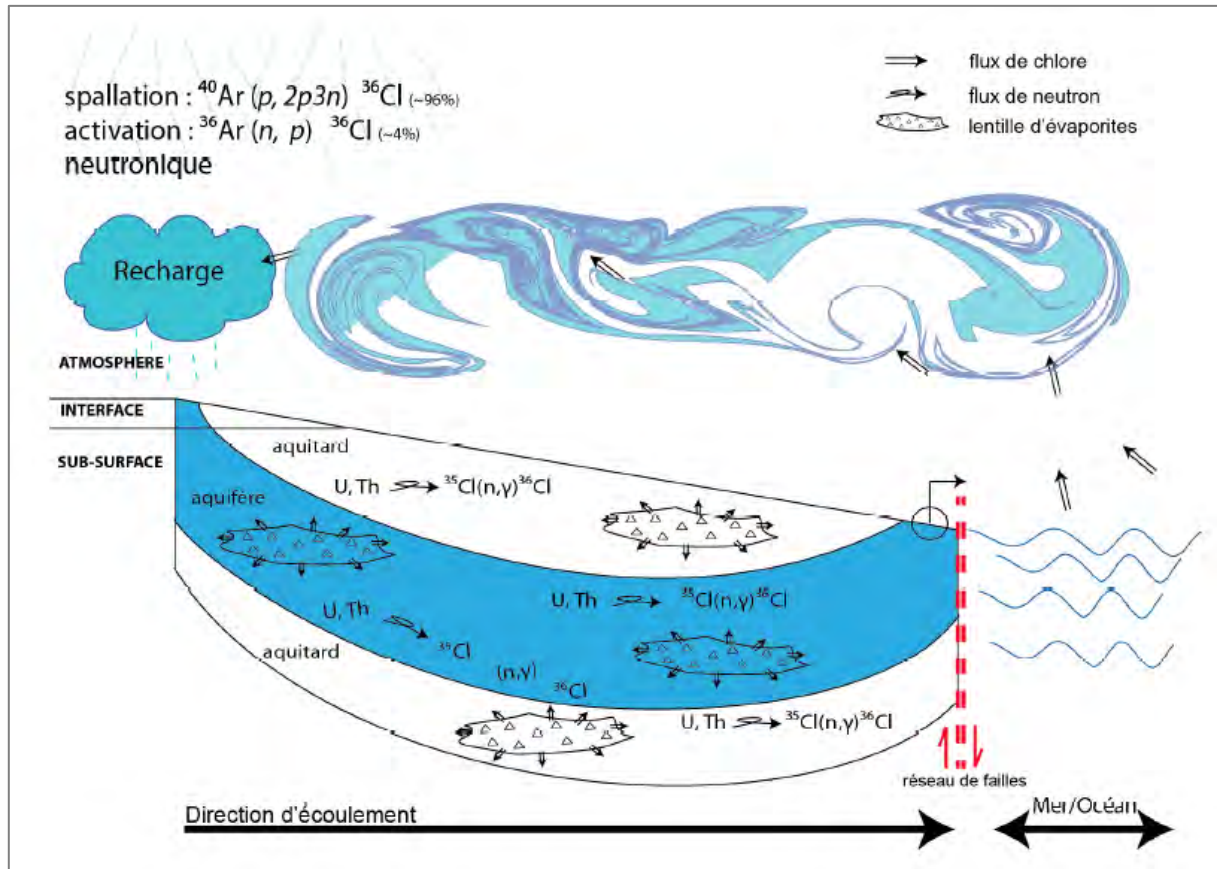


Figure 12 : Cycle du chlore-36 et le chlore stable dans l'atmosphère, à l'interface atmosphère-aquifère et dans l'aquifère (extrait de Jade Oriane Petersen, 2014).

Si le flux de chlore-36 atmosphérique et le taux d'évaporation sont connus, Bentley *et al.* (1986a) propose d'exprimer la concentration en  $^{36}\text{Cl}$  dans les eaux rechargeant les aquifères par :

$$[^{36}\text{Cl}] = \left(\frac{F36}{P}\right) * \left(\frac{100}{100 - E}\right) \quad \text{Équation 8}$$

Où  $[^{36}\text{Cl}]$  est la concentration en  $^{36}\text{Cl}$  ( $\text{at l}^{-1}$ ), F36 est le flux de  $^{36}\text{Cl}$  atmosphérique ( $\text{at m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ), P représente les précipitations annuelles (mm), E est l'évapotranspiration (% des précipitations).

Pour le bassin de Paris, Lavastre *et al.*, (2010) ont calculé à partir de l'équation précédente un  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  (Ri) compris entre  $41$  et  $58 \times 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$ .

Le rapport séculaire  $R$  moyen varie avec la lithologie selon l'importance du flux de neutrons  $\Phi$  qui dépend du taux de production de neutron  $P_n$  qui est lui-même fonction des concentrations en uranium et thorium dans la matrice ainsi que des proportions en éléments légers (C, O, F, Na, Mg, Al, Si, K, and Ca) qui émettent des neutrons lorsqu'ils sont bombardés par les particules  $\alpha$  issues de la désintégration de U et Th) :

$$R_e = \frac{P_{36}}{[Cl] \cdot \phi \cdot \lambda} = \frac{\Phi_n \cdot \chi \cdot \sigma_{35}}{\lambda} \quad \text{Equation 9}$$

Où  $P_{36}$  est la production hypogénique du chlore dans l'eau interstitielle ( $\text{mol cm}^{-3}$  de milieu poreux  $\text{an}^{-1}$ ),  $\Phi_n$  le flux de neutron ( $\text{neutron cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ),  $\phi$  est la porosité,  $\chi$  est l'abondance de chlore 35 (0,75775),  $\sigma_{35}$  est la section efficace d'absorption de neutron du  $^{35}\text{Cl}$  ( $43,74 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ ),  $\text{Cl}$  est la concentration de  $^{35}\text{Cl}$  dans l'eau interstitielle ( $\text{mol cm}^{-3}$ )

Dans plusieurs études (Andrews *et al.*, 1994 ; Mahara *et al.*, 2009 ; Lavastre *et al.*, 2010), les rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  mesurés les plus bas ( $< 7 \times 10^{-15} \text{ at at}^{-1}$ ) sont considérés comme reflétant le rapport à l'équilibre du système. Si cette approche semble valable pour les systèmes pauvres en chlorure, elle l'est moins pour les systèmes riches en chlorure. En effet, de faibles rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  mesurés (inférieurs à  $13 \times 10^{-15} \text{ at at}^{-1}$ ) dans des systèmes riches en chlorure peuvent traduire soit des rapports à l'équilibre soit des rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  plus importants, artificiellement baissés par des apports de chlore stable « mort » comme lors de la dissolution de halite ( $\text{NaCl}$ ) ou d'eau marine. En effet, si la halite a été déposée il y a plusieurs dizaines de millions d'années, on considère généralement qu'elle ne contient plus de  $^{36}\text{Cl}$  (Bentley *et al.*, 1986b ; Torgersen *et al.*, 1991), ces dépôts évaporitiques étant pauvres en uranium.

#### 4.3.6. Caractérisation des modèles d'écoulement

L'estimation du temps moyen de résidence (TMR) des eaux souterraines à partir de  $^3\text{H}$  ou de traceurs gazeux anthropiques, repose sur la détermination de la Distribution du Temps de Séjour (DTS) de l'eau. De par ses propriétés physiques, l'aquifère est un système qui modifie le signal d'entrée ( $C_{\text{in}}$ ) (modèle de la boîte noire). Cette modification du signal est représentée par une fonction mathématique, la DTS ( $g$ , Figure 4). Celle-ci permet de reproduire par convolution les concentrations mesurées  $C_{\text{out}}$  à partir des concentrations d'entrée ( $C_{\text{in}}$ ) atmosphériques (traceurs gazeux) ou des pluies ( $^3\text{H}$ ). Il existe plusieurs modèles mathématiques exprimant cette DTS (piston, exponentiel...) ; certains tenant compte éventuellement de la décroissance radioactive du traceur ( $e^{-\lambda(t-t')}$ , Figure 13) (Maloszewski et Zuber, 1982). Chaque modèle mathématique correspond à un modèle d'écoulement idéalisé au sein de l'aquifère.

Ainsi, le TMR est une information statistique qui correspond au barycentre de la courbe DTS et intègre sous un âge moyen l'ensemble des âges apparents de l'eau (Suckow, 2014). Par exemple, une eau peut présenter un TMR élevé tout en contenant des eaux récentes, et, inversement, la présence de traceurs événementiels dans une eau ne signifie pas que l'on est en présence d'une eau jeune, mais seulement qu'il existe une contribution d'eau récente.

---

<sup>3</sup>  $P_{36} = \Phi_n \phi \chi \sigma_{35} [\text{Cl}]$  où  $\Phi_n$  est le flux de neutron ( $\text{neutron cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ),  $\phi$  est la porosité,  $\chi$  est l'abondance de chlore 35 (0,75775) ;  $\sigma_{35}$  est la section efficace d'absorption de neutron du  $^{35}\text{Cl}$  ( $43,74 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ ),  $\text{Cl}$  est la concentration de  $^{35}\text{Cl}$  dans l'eau interstitielle ( $\text{mol cm}^{-3}$ ). Le flux de neutron  $\Phi_n =$

$$\Phi_n = \frac{P_n}{\sum_i N_i \cdot \sigma_i}$$

Où  $P_n$  est le taux de production de neutrons ( $\text{neutron g}^{-1} \text{ de roche an}^{-1}$ ),  $N_i$  est le nombre d'atome d'un élément  $i$  de section efficace  $\sigma_i$  ( $\text{cm}^2$ )

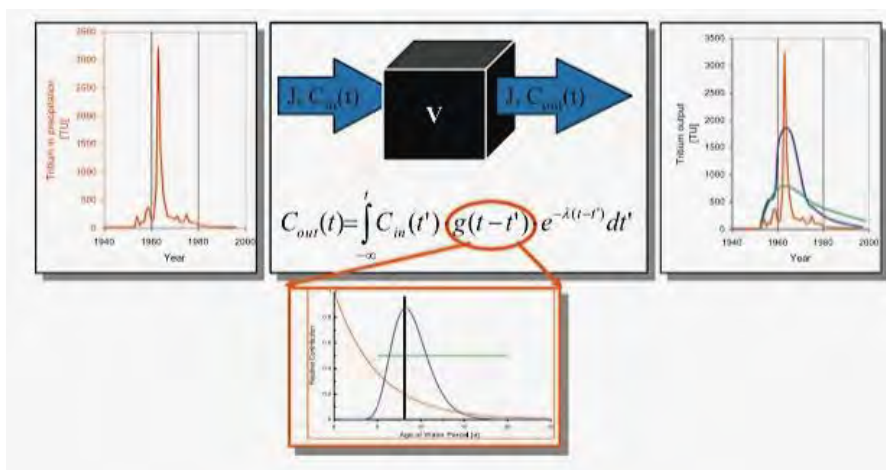


Figure 13 : Schéma de la distribution des temps de séjour des eaux souterraines par la fonction de convolution (Suckow, 2014).

Les trois principaux modèles d'écoulements généralement utilisés sont : le modèle piston (PFM), le modèle exponentiel (EM) et le modèle de mélange binaire (Maloszewski and Zuber, 1982) (Figure 14).

- (1) Le **modèle piston** suppose une circulation conservative du fluide (absence de dispersion ou de mélange). Ce modèle correspond bien pour des aquifères captifs peu dispersifs, dont la vitesse d'écoulement est élevée et/ou lorsque la distance entre la zone de recharge et la sortie est faible.
- (2) Le **modèle exponentiel** correspond à des aquifères libres homogènes, d'épaisseur négligeable et dont la recharge est uniforme. La distribution des temps de séjour correspond à une exponentielle décroissante à l'origine d'une stratification verticale de l'âge des eaux (Vogel, 1967; Appelo et Postma, 1996).
- (3) Le **modèle de mélange binaire (ou plus)** décrit le mélange de deux composants (ou plus), ayant chacun leur modèle de transfert.



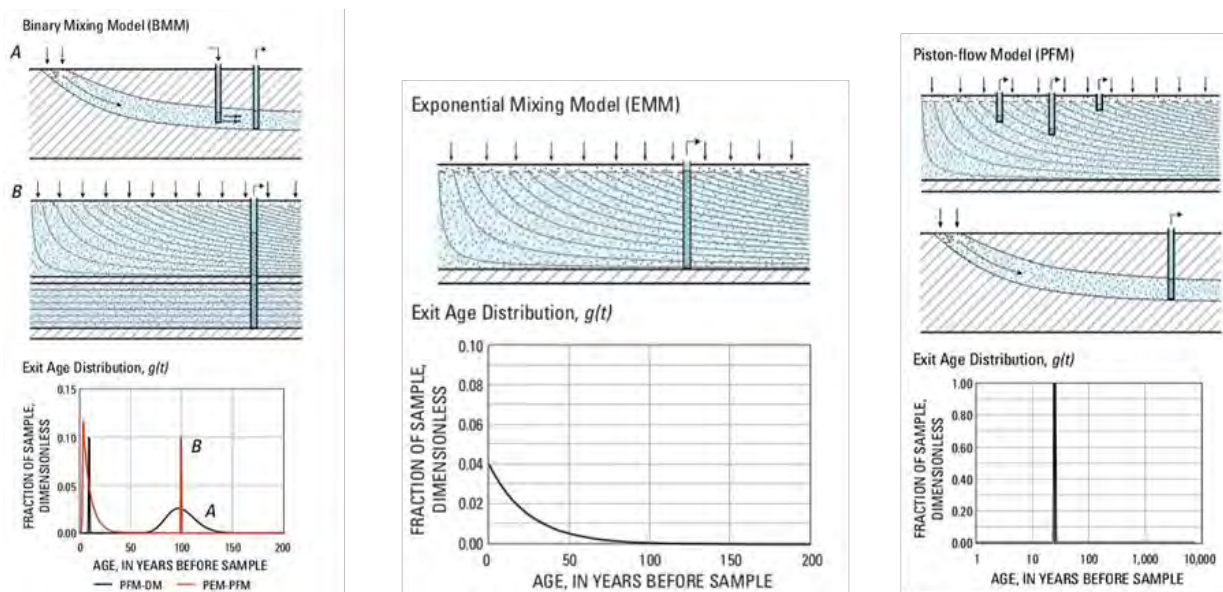


Figure 14 : Représentation schématique des trois modèles interprétatifs d'écoulement (Maloszewski et Zuber, 1982).

Plusieurs de ces modèles peuvent être envisagés afin de décrire un système présentant d'importantes variabilités hydrodynamiques. Le choix du modèle s'effectue à partir de l'étude de l'évolution de deux traceurs, par exemple  $\text{CFC}_x$  vs  $\text{CFC}_y$  (Figure 15) ou  $^3\text{H}$  vs CFC. Le modèle le plus adéquat est celui décrivant le mieux la répartition des échantillons. Ces modèles de transfert sont couramment employés de par leur facilité d'utilisation (un seul paramètre de calage, le TMR) et leur capacité à bien reproduire les concentrations en traceur observées (Charlier *et al.*, 2014 ; Ladouche et Dewandel, 2016 ; Viguié, 2016). D'autres modèles plus complexes pourraient être utilisés, tels que ceux décrits par le concept d'advection-dispersion. Cependant, ils nécessitent de caler un paramètre supplémentaire relatif au terme de dispersion (Maloszewski et Zuber, 1982).

Ainsi, une eau n'étant pas issue de mélanges est située sur la droite du modèle piston ou du modèle exponentiel. Un TMR peut alors être défini. Dans le cas d'un mélange binaire, le TMR ne peut être estimé ; seules les proportions de mélanges sont déterminées.

Le modèle binaire ici représenté correspond à un mélange entre une eau très ancienne, dépourvue ou avec peu de CFC et  $\text{SF}_6$ , et une eau actuelle riche en gaz dissous (Figure 14) (Plummer *et al.*, 2003).

L'écart observé par rapport au modèle s'explique majoritairement par les simplifications de celui-ci ; mais aussi par des dégradations, des contaminations, ou bien des imprécisions de mesure.



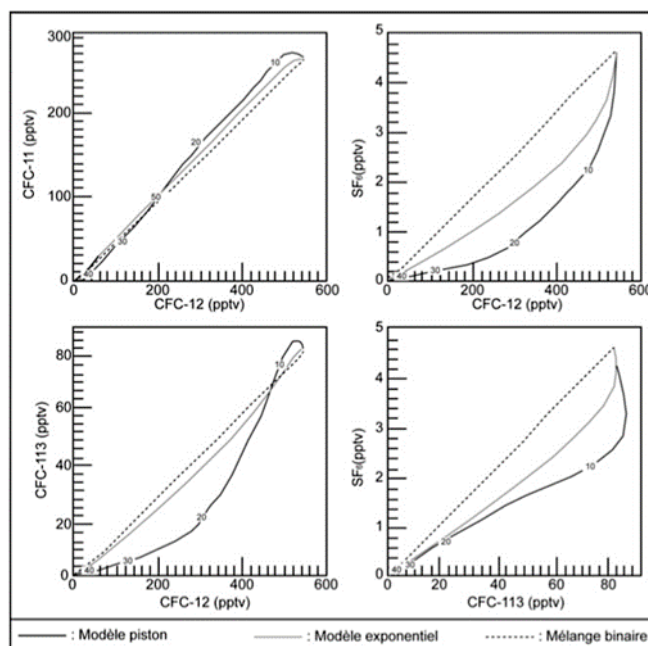


Figure 15 : Diagrammes d'évolution du CFCx (CFCy) et SF6 (CFC113) et modèles associés aux différents types d'écoulements (Plummer et al., 2003).

Les aquifères profonds, contenant des eaux anciennes, sont parfois sujets à des flux d'infiltration d'eau récente et/ou de polluants. Afin de les quantifier, les concentrations des traceurs de datation précédemment décrits sont couramment confrontées. Cette approche multi-traçage permet de confirmer les différents pôles géochimiques identifiés et de décrire au mieux le(s) mode(s) de transfert des masses d'eaux souterraines. Ainsi, la comparaison de ces méthodes de datation est appliquée à la caractérisation du fonctionnement de l'hydrosystème de Thau, où convergent des eaux aux signatures géochimiques distinctes : les eaux karstiques jeunes des Causses d'Aumelas et de la Gardiole, les eaux thermales anciennes de la presqu'île de Balaruc et les eaux d'origine marine. Sujet à des phénomènes d'inversacs, cet hydrosystème nécessite aujourd'hui des études complémentaires afin d'analyser l'impact de ce processus sur les écoulements souterrains. De plus, une nouvelle approche hydrogéochimique semble nécessaire à la précision des Temps Moyens de Résidence des eaux du système. L'utilisation des traceurs de datation (CFC, SF6), 3H et 4He, est particulièrement adaptée à l'identification et à la quantification de mélanges d'eau d'origines et d'âges différents. Ces traceurs événementiels et radioactifs constituent des outils géochimiques clefs dans la datation des eaux souterraines et la compréhension des circulations au sein de l'hydrosystème de Thau.



## 5. Résultats et interprétations

Dans ce chapitre, les résultats des outils sont présentés, dans un premier temps, indépendamment les uns des autres pour une meilleure compréhension. Ces outils seront ensuite combinés dans la partie suivante pour répondre aux principales questions et objectifs décrits en introduction.

Dans le but de faciliter la lecture des illustrations, les différents résultats ont été organisés et illustrés en s'appuyant sur l'état des connaissances actuelles sur cette hydrosystème complexe, en différenciant les eaux karstiques récentes (en bleu et vert) et anciennes (en jaune), et les eaux thermales (en rouge). Seules les données acquises lors des campagnes spatiales 2018-2019 (et études antérieures si nécessaires) sont représentées. Les tableaux de résultats sont présentés en annexe 2.

### 5.1. PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

Les eaux thermales se différencient nettement des eaux karstiques avec des valeurs de conductivité électrique et de température bien supérieures et des pH inférieurs aux eaux karstiques (Figure 16). Les conductivités les plus élevées sont observées dans le forage thermal F8 (autour de 26 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et dans le nouvel ouvrage réalisé à Sète (stade Michel, autour de 28 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , prélèvements réalisés pendant le test de pompage). La température de l'eau de ces ouvrages est assez proche (36/37 °C et 40 °C, respectivement). Les conductivités électriques des eaux des ouvrages F5 et F14 sont comparables avec celles du forage thermal F9, de l'ordre 18 700  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , les températures autour de 48 °C. Ces eaux se distinguent nettement des précédentes (F8, stade Michel). L'ouvrage S12 situé à proximité de l'emplacement de la source thermique historique présente des températures plus faibles (43 °C /44 °C) et une conductivité électrique très comparable à celles mesurées dans les ouvrages F5, F9 et F14. Les forages F3 et Sète/stade Michel prélevés avec la pompe MP1 ont des valeurs de conductivités et températures proches l'un de l'autre, mais inférieures aux autres forages. Enfin, le forage F3 a des valeurs de pH bien supérieures à toutes les eaux du bassin, avec des pH supérieurs à 8,8. **Les eaux thermales se démarquent aussi des eaux karstiques par un apport de  $\text{CO}_2$  mesuré sur le terrain pouvant atteindre 12 % (Forage F9).**

Les eaux karstiques, à l'exception de Ambressac et de Pézenas, ont des valeurs proches. Ces eaux (Vène, Issanka, CGE-Tennis, P4-la Palme, Cauvy, Frescaly et Rouvierette) ont des valeurs de conductivité électrique, de pH et de température comprises entre 560  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Vène) et 890 (Cauvy)  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , pH 6,9 (P4-la Palme) et pH 7,5 (Rouvierette) et 14 °C (Vène) et 20 °C (Rouvierette) respectivement. Les eaux de Pézenas se démarquent de ce groupe par des températures bien supérieures, comprises entre 35 et 37 °C. Ceci confirme que ces eaux ont un système de circulation profond différent des autres eaux karstiques. Enfin, les eaux d'Ambressac ont des conductivités électriques (1 690 – 2 610  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et pH (7,6 – 8,1) supérieures aux autres eaux karstiques, liées à une contribution d'eau d'origine marine et/ou thermique en ce point.

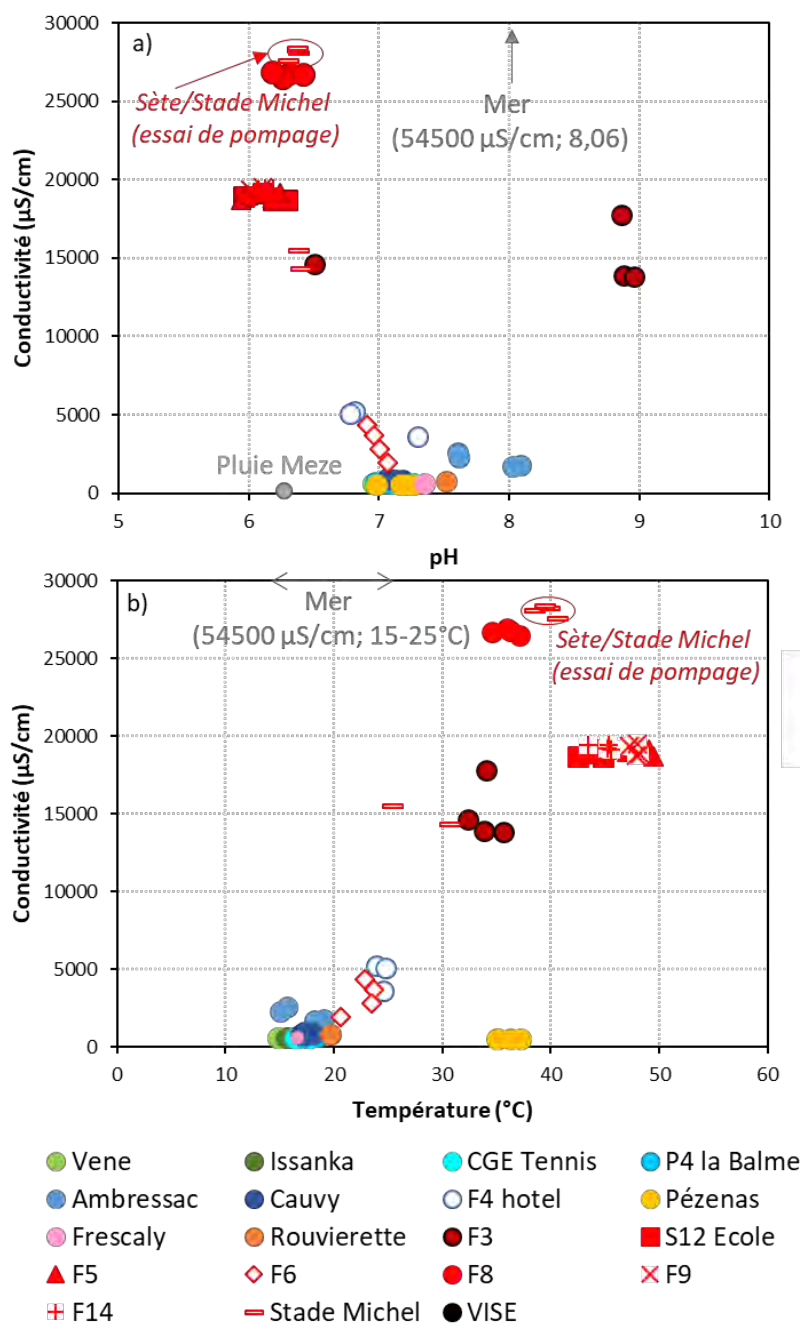


Figure 16 : Données de la conductivité en fonction du pH (a) et de la température (b) des eaux étudiées (2018-2019).

Les eaux des forages F4 et F6 situés sur la presqu'île de Balaruc entre la Vise et la source Cauvy présentent des valeurs intermédiaires entre les eaux karstiques et thermales (Figure 16) avec des valeurs de conductivité électrique, de pH et de températures comprises entre 1 970 et 5 080 µS/cm, 6,7 et 7,1 et 20,6 et 25 °C respectivement. Ces eaux semblent très variables en fonction des périodes d'échantillonnage ce qui indique que ces ouvrages sont implantés dans une zone de mélange entre les eaux karstiques et thermales.

Enfin, les eaux de la Vise ont des conductivités électriques d'environ 2 490  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , un pH de 7,1 et une température de 18,4 °C au niveau de la source sous-marine à -29 m de profondeur (10/12/2019), la température n'est plus que de 14,4 °C à la sortie du tuyau sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains au lieu d'échantillonnage en raison des déperditions thermiques dans le tuyau causée par la température plus froide de la lagune le jour du prélèvement.

## 5.2. PARAMÈTRES CHIMIQUES

Les principaux éléments majeurs sont représentés dans les Figure 17 à Figure 22. Le diagramme de Piper (Figure 17) permet de représenter la chimie des eaux en fonction des cations et anions majeurs et d'en définir le type d'eaux de chaque échantillon.

La plupart des eaux karstiques (Vène, Issanka, CGE-Tennis, P4-la Palme et Rouvierette) ont un faciès bicarbonaté calcique ( $\text{Ca-HCO}_3$ ) alors que Pézenas, Cauvy, Rouvierette et Frescaly sont de type bicarbonaté calcique et magnésien ( $\text{Ca-Mg-HCO}_3$ ). La proportion des cations ( $\text{Ca-Mg-Na/K}$ ) de ces eaux est variable avec une augmentation des proportions de magnésium depuis l'amont du système (Vène, Issanka) vers l'aval (CGE-Tennis, P4-la Balme) dénotant une augmentation du temps de contact avec l'encaissant carbonaté. Pézenas, qui caractérise le karst profond, se démarque avec les proportions en magnésium les plus élevées témoignant d'un temps de résidence plus important comme on le verra plus loin dans cette étude (cf. § 5.9.3). Comme pour les paramètres physico-chimiques présentés précédemment, les eaux d'Ambressac et de la Vise se démarquent nettement des autres eaux karstiques, avec un faciès chloruré calcique et magnésien, qui dénote l'existence d'un mélange avec une composante marine. Cette tendance est aussi visible à Cauvy, dans une moindre mesure.

À l'opposé, les eaux thermales sont de faciès chloruré sodique et potassique et présentent des proportions très similaires en cations et anions. Enfin, les eaux des forages F4 et F6 ont un faciès intermédiaire entre celui des eaux thermales et les eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes, mettant en évidence un mélange des composantes karstiques et thermales sur ces deux forages.

Ce diagramme met ainsi en évidence l'évolution du faciès des eaux de l'ensemble de l'hydrosystème avec une baisse des proportions des ions  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$  et  $\text{HCO}_3$  au bénéfice des ions  $\text{Na}$  et  $\text{Cl}$  depuis la zone de recharge vers l'exutoire du système (Vise) et des forages thermaux (représentés par les flèches rouges sur la Figure 17).

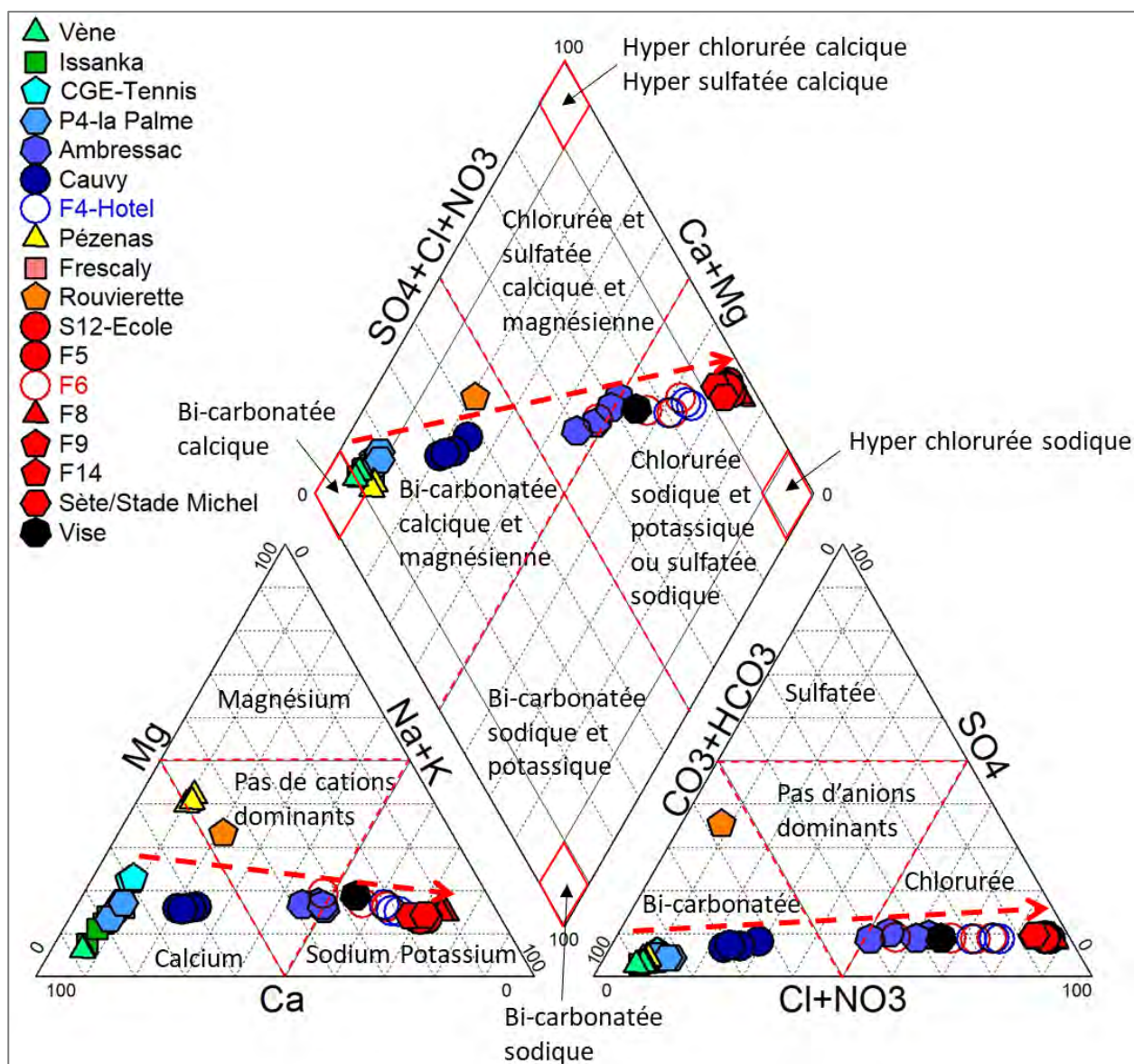


Figure 17 : Diagramme de Piper des eaux de bassin de Thau (campagnes 2018-2019).

### 5.2.1. Évidence de mélange avec les eaux d'origine marine

La quasi-totalité des eaux échantillonnées pour cette étude s'alignent dans le diagramme binaire Na/Cl sur la droite de dilution de l'eau de mer, entre un pôle d'eaux de pluie locales (Mèze, environ 6 km de l'exutoire de la Vise) et un pôle marin.

Les eaux karstiques ont un apport de Na et Cl provenant principalement des eaux de pluie (apport d'eau de mer négligeable, inférieur à 0,5 %) chargées en embruns marins et possédant donc un rapport en Na/Cl similaire à celui de la mer.

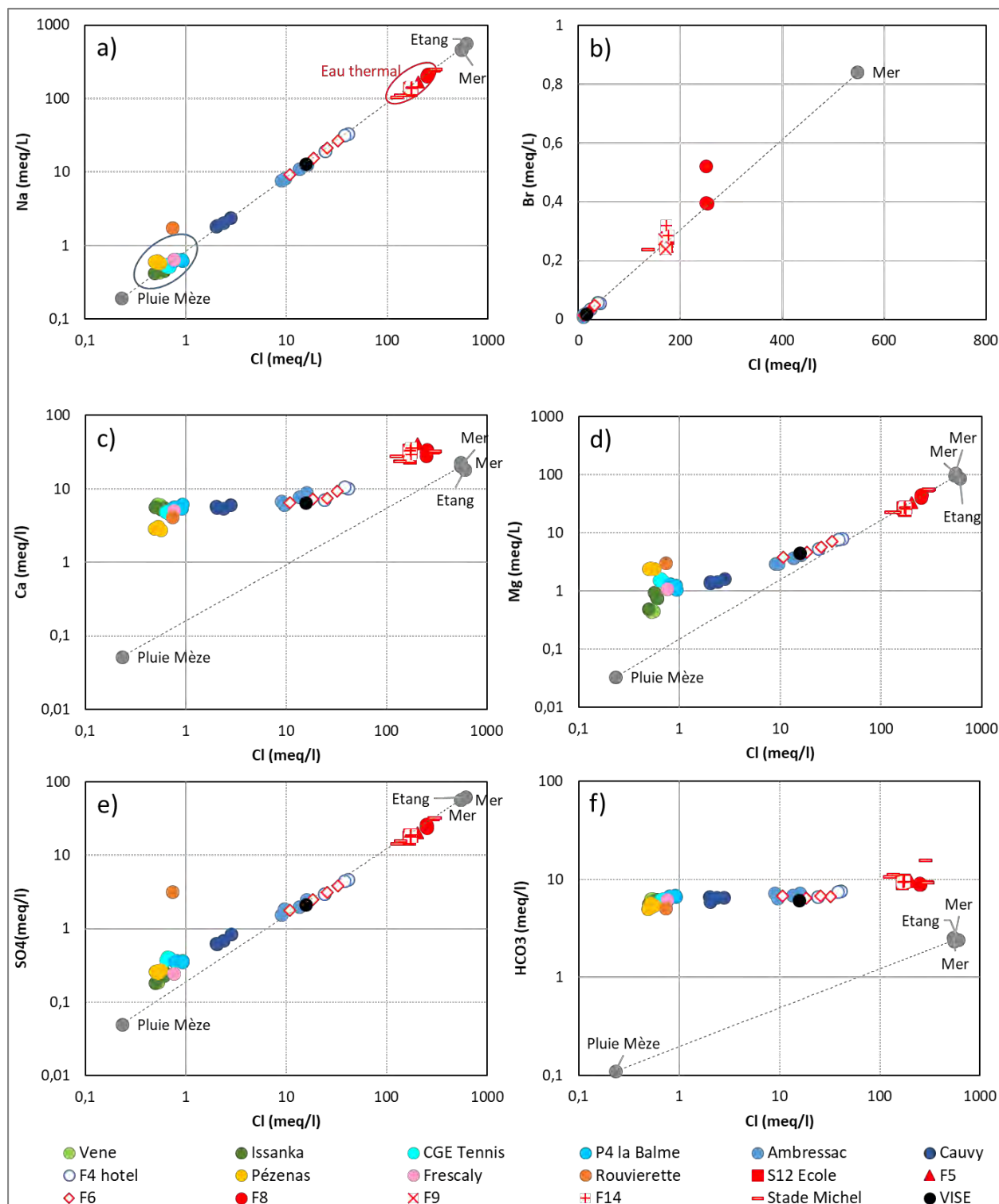


Figure 18 : Diagramme binaire des concentrations en Na (a), Br (b), Ca (c), Mg (d), SO<sub>4</sub> (e) et HCO<sub>3</sub> (f) en fonction des concentrations en Cl.

Les eaux thermales ont des concentrations plus importantes en Na et Cl (respectivement jusqu'à 4 780 mg/l et 8 900 mg/l pour le forage F8 contre 3 100 mg/l et 6 000 mg/l pour le forage F9) que les eaux karstiques (par exemple P4 LaBalme, respectivement, 15 < mg/l et 32 mg/l pour Na et Cl). En considérant la droite de mélange de l'eau de mer, il est possible d'estimer les proportions de mélange en utilisant par exemple ici les concentrations en Na et Cl. L'essentiel des eaux thermales (F5, F9, F14 et S12) ont des proportions d'eau de mer de l'ordre de 30 à 32 %, ce qui est en cohérence avec les résultats des études précédentes (Ladouche *et al.*, 2001 ; Aquilina *et al.* 2002). Les eaux des forages F8 et Sète/Stade Michel se démarquent des autres forages thermaux par des proportions d'eau de mer de 15 à 25 % supérieures (soit autour de 45 % en moyenne pour F8 et 54 % pour Sète/Stade Michel lors des essais de pompage), mettant en évidence une circulation différente et un contexte de fonctionnement spécifique en comparaison des autres eaux thermales (F9/F5/F14). Le schéma conceptuel expliquant les circulations des eaux du forage F8 sera abordé dans la suite du document et illustré dans la dernière partie du document. Enfin, les sources de la Vise et d'Ambressac et les eaux des forages F4 et F6 ont des proportions d'eau de mer de 3, 2, 6 et 4 % respectivement, mettant en évidence l'influence d'eau d'origine marine provenant d'un mélange avec des eaux de mer et/ou de l'étang ou avec les eaux thermales. Pour ces ouvrages, l'origine de la salinité ne peut pas être tranchée avec les éléments majeurs.

Tableau 5 : Estimation des proportions d'eau de mer (en %) calculées avec les concentrations de Cl et Na des échantillons de 2018 et 2019.

		Proportion d'eau de mer				
		Fév. - Mars 2018	Aout 2018	Mai 2019	Déc. 2019	Moyenne
S12	Cl	32%	31%	30%	31%	30%
	Na	30%	28%	29%	29%	
F5	Cl	32%	32%	37%	31%	32%
	Na	29%	29%	36%	30%	
F8	Cl	46%	46%	46%	46%	45%
	Na	44%	42%	45%	44%	
F9	Cl	31%	31%	32%	31%	30%
	Na	29%	29%	30%	30%	
F14	Cl	31%	32%	32%	31%	31%
	Na	29%	29%	31%	30%	
Sète/Stade Michel	Cl	55%*	25%**		23%**	54% (fév. 18)
	Na	52%*	23%**		22%**	23% (aout 18 - déc. 19)
Vise	Cl				3%	3%
	Na				3%	
Ambressac	Cl	3%	2%	2%	2%	2%
	Na	3%	2%	2%	2%	
F4 hôtel	Cl	7%	4%	7%		6%
	Na	7%	4%	7%		
F6	Cl	6%	5%	2%	3%	4%
	Na	6%	5%	2%	3%	

\* Correspond aux valeurs obtenues des échantillons de l'essai de pompage du 20/02/2018, après 48 h de pompage

\*\* Ces valeurs ne sont pas représentatives du principal flux d'eaux qui recharge le forage mais correspond à un mélange entre les différentes arrivées d'eau.



### 5.2.2. Interaction eau-roches

La Figure 18 (c, d, e et f) montre que les eaux karstiques sont enrichies en Ca, Mg, SO<sub>4</sub> et HCO<sub>3</sub> par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer. Ceci indique que les eaux de recharge se sont chargées en ces éléments au sein des aquifères par des processus d'interaction eau-roches.

Les concentrations en Ca, HCO<sub>3</sub> et Mg des eaux karstiques (Figure 19) ne s'alignent pas sur la droite de dissolution de la calcite ou de la dolomite. De plus, on observe une diminution des concentrations en Ca et HCO<sub>3</sub> depuis l'amont vers l'aval (Vène, Issanka, CGE-Tennis, Pézenas) et une augmentation des concentrations en Mg. Les eaux provenant toutes de la même lithologie (calcaire et calcaire dolomitique du Jurassique), ces résultats s'expliquent par des processus de dissolution incongruente des carbonates avec précipitation de calcite. L'augmentation des concentrations en Mg entre l'amont et l'aval suggère également que les eaux ont circulé plus longtemps dans le système, provoquant un plus fort degré d'altération des roches.

Les eaux de Rouvierette se distinguent des autres points karstiques par un enrichissement en Na et SO<sub>4</sub> par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer Na/Cl (Figure 18), et par des teneurs en Ca plus faibles et des concentrations en Mg plus importantes (Figure 19). Pour rappel, les eaux de Rouvierette circulent dans les carbonates dolomitiques du Jurassique sous le Crétacé du bassin de Villeveyrac. Il est donc possible que ces eaux soient sous l'influence des marno-calcaires du crétacé sus-jacent entraînant des processus d'échange cationique notamment au toit de la formation au contact des épontes plus marneuses.

La Figure 18 (c, d, e et f) montre que comme pour le Na et Cl, les concentrations en Br, SO<sub>4</sub> et Mg des eaux thermales s'alignent sur la droite de dilution de l'eau de mer (idem pour le bore, non représenté). Ceci indique donc que ces éléments proviennent essentiellement d'un mélange avec les eaux de mer, et non des processus d'interaction eau roches. Les eaux thermales sont toutefois enrichies en Ca et HCO<sub>3</sub>, ce qui indique que ces eaux sont en interaction avec des roches carbonatées plus ou moins soumises à l'influence de CO<sub>2</sub> d'origine profonde. Une hypothèse est que les eaux thermales, fortement concentrées en Mg par l'apport d'eau marine (30 % pour F9 ; 40% pour F8), interagissent avec les carbonates par remplacement partiel ou total des ions Ca<sup>2+</sup> de la calcite par des ions Mg<sup>2+</sup>, éléments constitutifs de la dolomite. Ce phénomène dit de dolomitisation secondaire qui se produit par circulations d'eaux magnésiennes plus ou moins chaudes, le long de fissures, aurait pour conséquence d'augmenter les concentrations en Ca et de diminuer les concentrations en Mg. Les observations faites sur les carottes du forage DMT4 montrent la présence de tels processus en profondeur (point développé dans le livrable L10 et dans Widhen *et al.*, 2022).

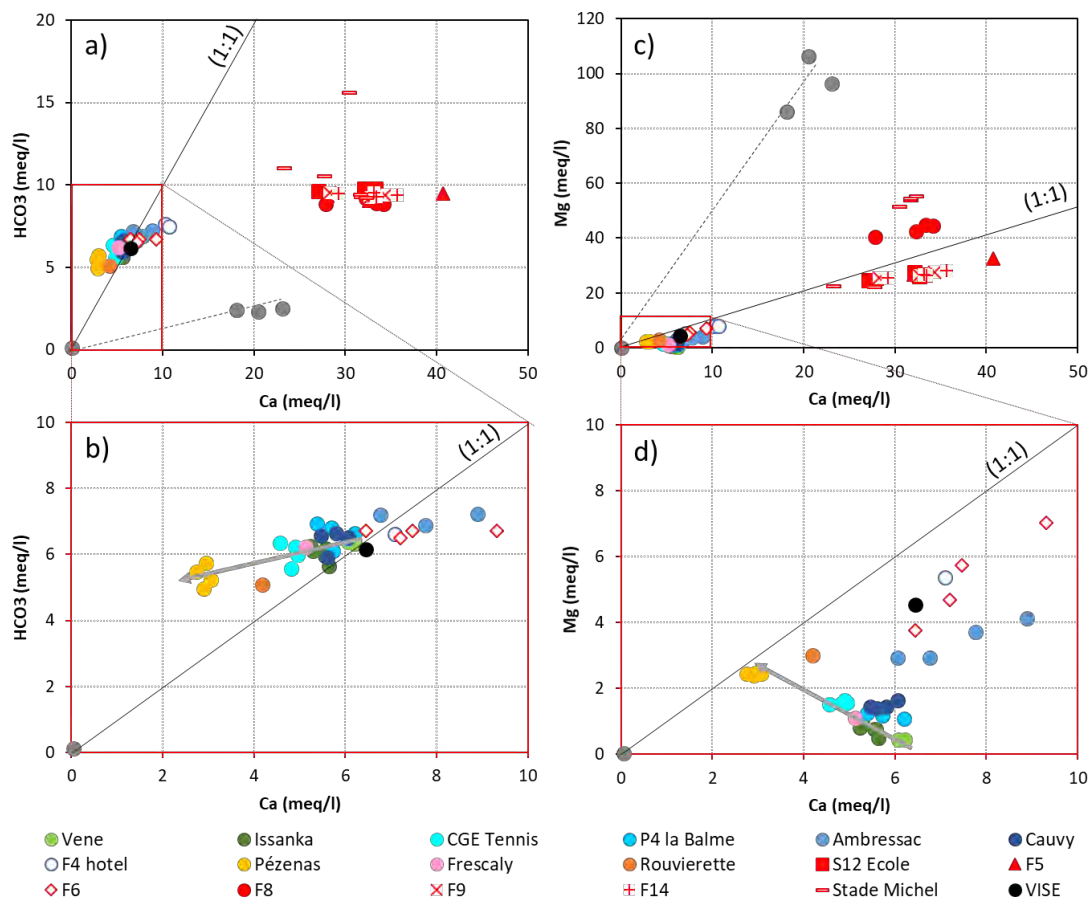


Figure 19 : Diagramme binaire des concentrations en  $\text{HCO}_3$  (meq/L) en fonction de Ca (meq/L) de l'ensemble des eaux étudiées (a) et zoom sur les points karstiques (b) et des concentrations en Mg (meq/L) en fonction de Ca (meq/L) de l'ensemble des eaux étudiées (c) et zoom sur les points karstiques (d). La droite en pointillé gris représente la droite de dilution des eaux de mer/étang, la droite noire d'équation 1/1 correspond à la dissolution de la calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) ou de la dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ).

La mise en relation de la Si avec le Mg (Figure 20) permet de tracer le degré d'interactions eau-roches (Mg) et le temps de résidence (Si) simultanément permettant ainsi de distinguer la nature des réservoirs. En effet, l'évolution des concentrations en Si et Mg est directement liée aux conditions hydrologiques : plus le débit est bas, plus les eaux ont circulé longtemps dans le système et plus les eaux sont chargées en Si et Mg du fait d'un temps d'interaction eaux-roches plus long. C'est le cas des eaux karstiques récentes, illustrées en Figure 21.

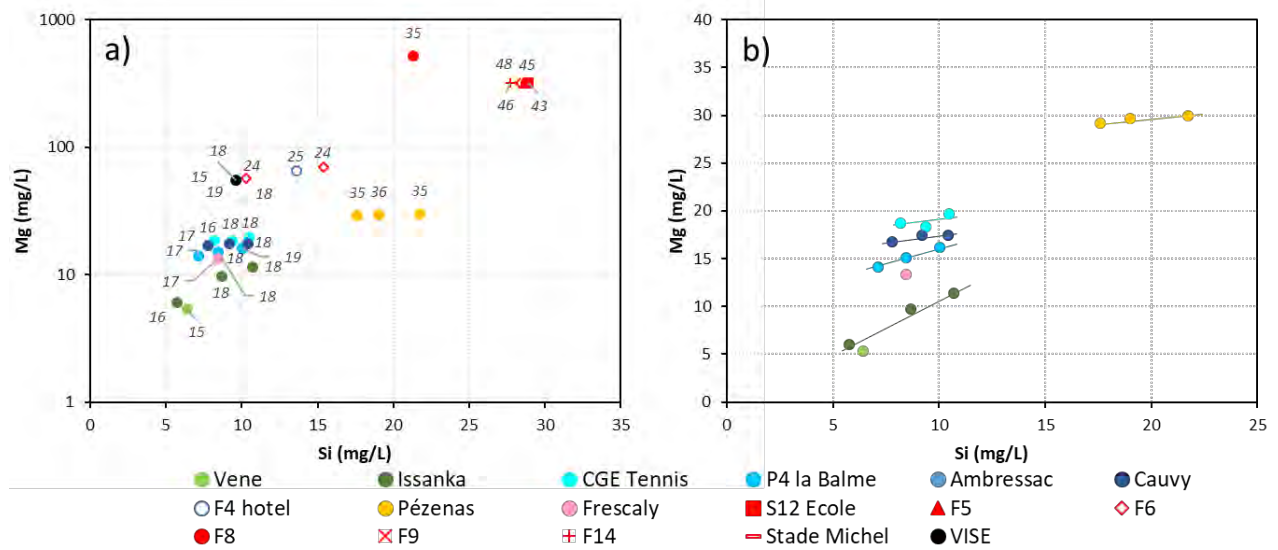


Figure 20 : Diagramme de concentration binaire avec Mg en fonction de Si des eaux étudiées sur la période 2018-2019 (a) et zoom sur les points karstiques (b). Les étiquettes des points correspondent aux températures des échantillons lors des prélèvements.

La distinction entre les eaux de surface karstique et les eaux thermales se retrouve sur la figure Mg versus Si (Figure 20). Les eaux thermales sont fortement concentrées en Mg et Si, les fortes teneurs en Si (autour de 28 mg/l) témoignant d'un temps de résidence important (cf. 0 et 0). Les points d'Ambressac, F4 et F6 s'alignent sur une droite de mélange entre les eaux karstiques et les eaux thermales, témoignant d'un apport d'eaux thermales dans ces eaux. L'évolution des concentrations en Si des eaux karstiques met en évidence une augmentation des degrés d'altération et temps d'interaction eau-roche suivant l'ordre : La Vène, Issanka, P4 la Balme, Cauvy, CGE Tennis et Pézenas. De plus, les résultats indiquent que plus le point est en aval hydraulique, plus les variations en Mg sont faibles entre les périodes de HE et BE (Figure 20b). Ces eaux atteignent l'équilibre, voire sont légèrement sursaturées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite (cf. annexe 3).

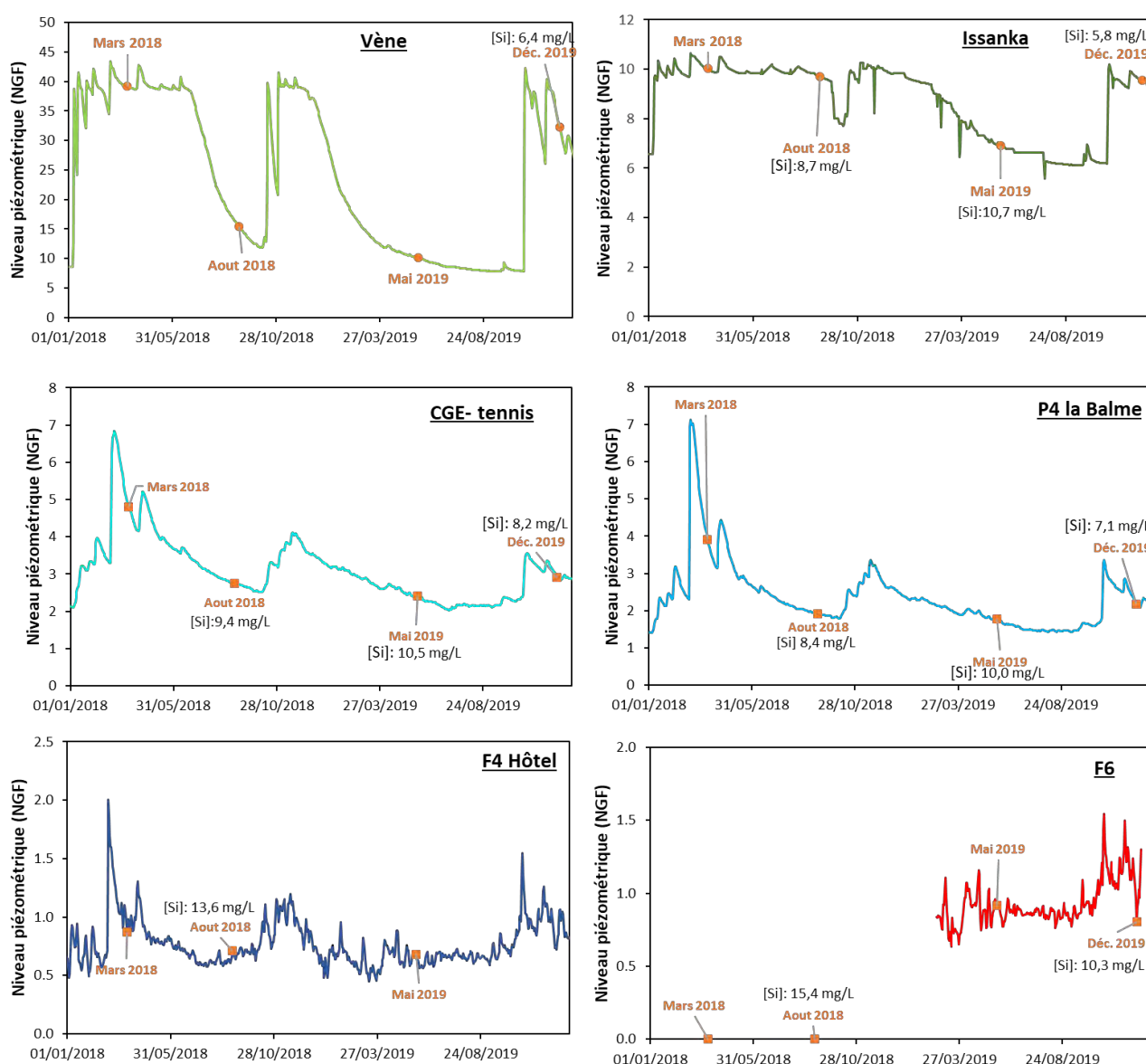


Figure 21 : Niveau piézométrique des forages de la Vène, Issanka, CGE Tennis, P4 la Balme, F4 Hotel et F6 sur la période du 01/01/2018 au 31/12/2019, avec les périodes de prélèvement en orange et leur concentration en Si (mg/L).

Enfin, les concentrations en Fe et Mn informent sur les interactions avec les minéraux secondaires de types oxydes. En particulier, les oxydes de fer mis en évidence sur la zone d'étude sont associés au remplissage de bauxite que l'on rencontre au toit du jurassique au contact avec la formation argilo-silteuse du Miocène. Ainsi, les eaux de Pézenas semblent très impactées par les processus d'altération liés au remplissage de bauxite. Les fortes concentrations en Mn des eaux thermales pourraient également traduire des conditions réductrices et légèrement acides (pH autour de 6.2). Les fortes teneurs en Fe et Mn du forage F3 sont liées à une altération du tubage, rongé par la salinité des eaux. Ceci indique que l'eau échantillonnée au F3 est peu représentative de celle de l'aquifère. Dans ce contexte, les résultats acquis sur le forage F3 seront exclus dans la suite de l'étude.

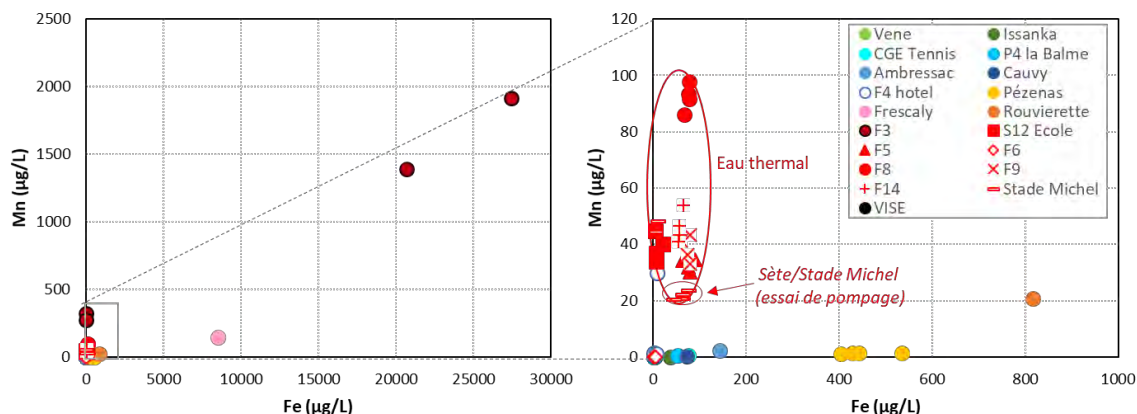


Figure 22 : Diagramme de concentration binaire Mn ( $\mu\text{g/L}$ ) en fonction du Fe ( $\mu\text{g/L}$ ) total et zoomé.

### 5.3. TERRES RARES (REE)

Les teneurs en REE normalisé au NASC (voir partie 4.1.1 pour plus d'informations) des campagnes spatiales 2018-2019 sont représentées sur la Figure 23, comparées aux teneurs de l'eau de mer et de l'étang (données Aquilina *et al.*, 2002). Les eaux de mer ont des ratios REE/NASC généralement les plus faibles à l'opposé des eaux thermales. Les eaux karstiques ont des teneurs intermédiaires à ces deux types d'eaux.

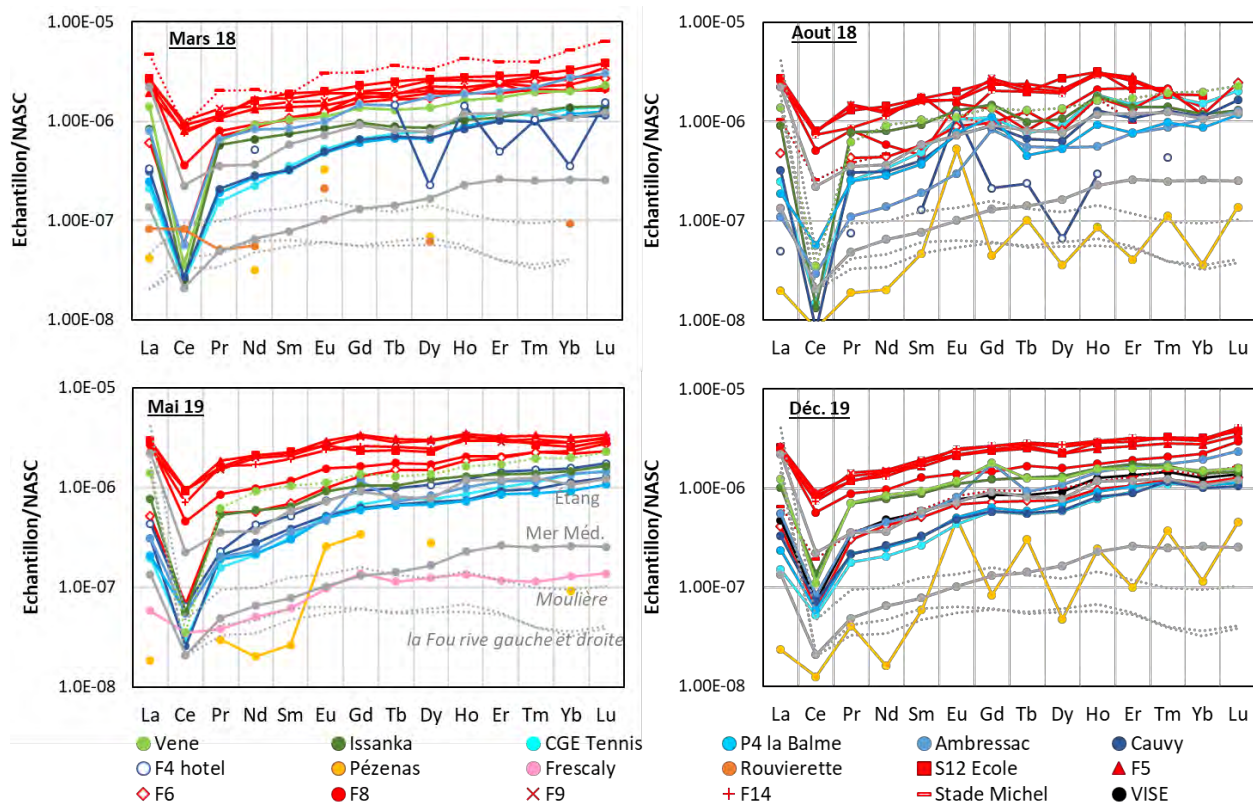


Figure 23 : Profils des terres rares (normalisés avec le NASC) des eaux étudiées sur la période 2018-2019. A titre comparatif, les profils de l'Etang et de la mer Méditerranée y ont été représentés (données Aquilina *et al.*, 2002) ainsi que les profils des eaux régionales en contact avec des évaporites du Trias (Moulière et la Fou rive gauche et droite du 31/05/2011, Rapport BRGM/RP-61013-FR).

Les eaux de F8 et Sète/Stade Michel se distinguent des autres eaux thermales par des ratios REE/NASC plus faibles et plus variables (Figure 24). F8 par exemple se rapproche des signatures des eaux thermales en mars 2018 (très hautes eaux) et semble se rapprocher d'une eau de type étang et/ou mer en basses eaux (ici déc. 19). Pour Sète/Stade Michel, les profils d'août 2018 (Figure 23) et décembre 2019 (Figure 24) se confondent avec les profils des eaux de l'étang pour les éléments lourds, et se rapproche des eaux de mer pour les éléments légers. Ceci semble donc mettre en évidence une proportion d'eau marine plus importante pour ces deux points, ce qui est en cohérence aux données en Na, Cl et K.

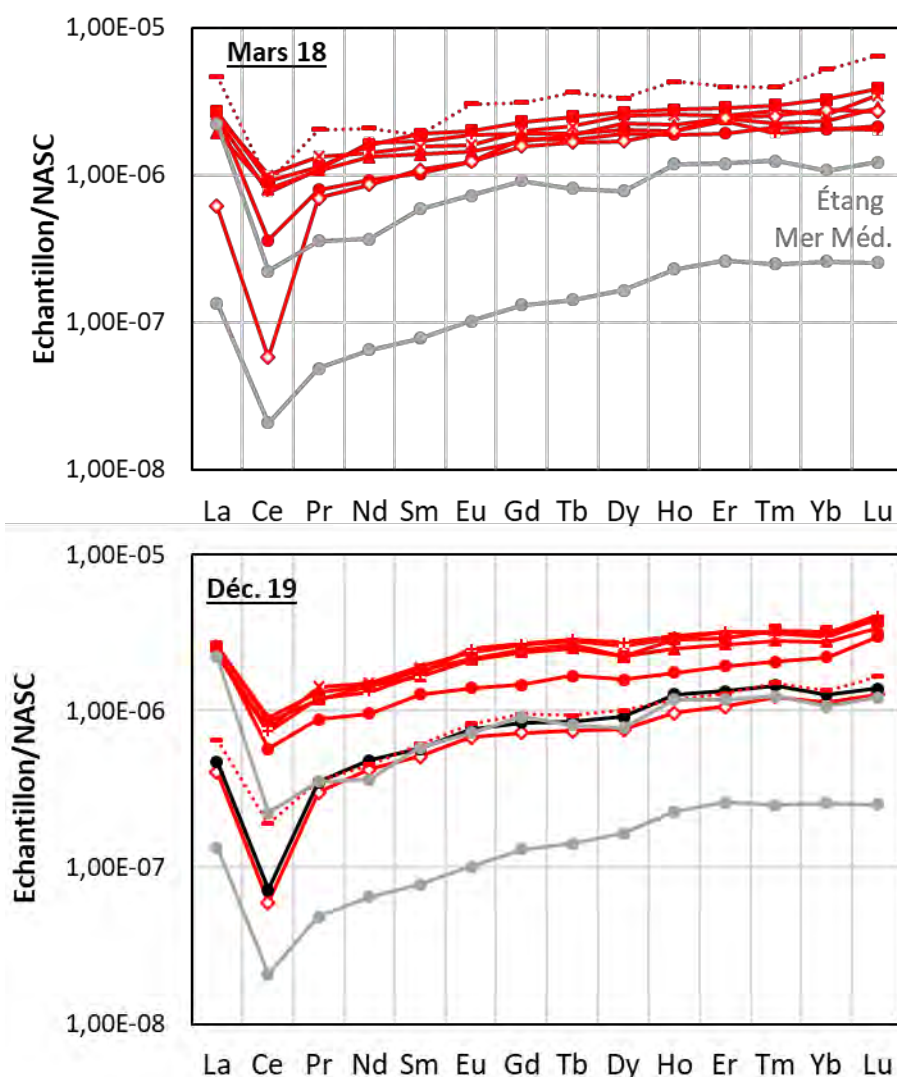


Figure 24 : Profils des terres rares (normalisés avec le NASC) des eaux thermales de mars 2018 et décembre 2019, c'est-à-dire les deux situations aux résultats les plus extrêmes. À titre comparatif, les profils de l'étang et de la mer Méditerranée y ont été représentés (données Aquilina et al., 2002).

Les eaux karstiques sont très différentes les unes des autres. Les eaux de Frescaly, Pézenas et la Rouvierette en particulier ont des ratios REE/NASC très faibles, avec des concentrations en REE proches des limites de détections. Les autres eaux karstiques peuvent se regrouper en deux avec d'une part la Vène et Issanka et d'autre part CGE Tennis, P4 la Palme et Cauvy.



Les profils observés pour ces eaux sont similaires aux tendances observées dans les roches des causses d'Aumelas et de la Gardiole<sup>4</sup> (Figure 25, Ibrahim, 2006), avec de faibles anomalies positives en Gd et Ho. Ceci indique donc que la majorité des teneurs en REE de ces eaux provient de l'altération de la roche encaissante.

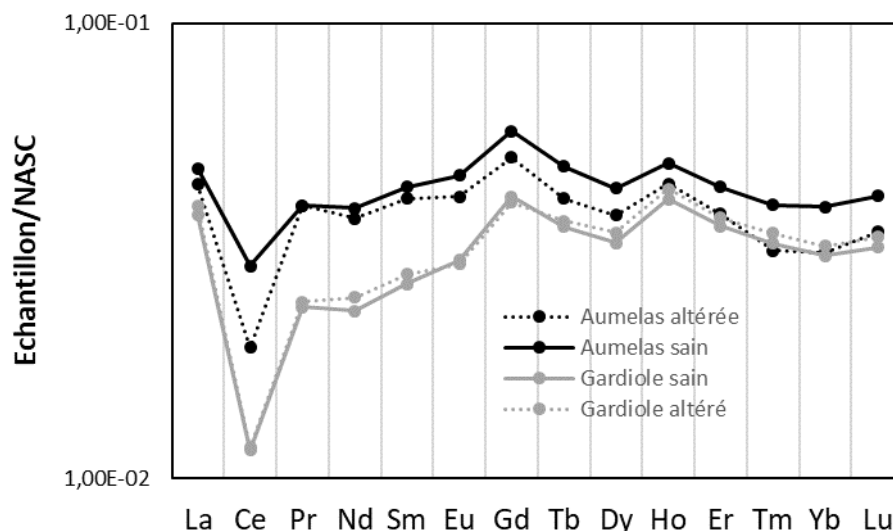


Figure 25 : Teneurs en REE (normalisés avec le NASC) des roches du Causse d'Aumelas et du massif de la Gardiole (Ibrahim, 2006).

La Vène et Issanka ont des ratios REE/NASC plus importants que les eaux en aval (CGE Tennis, P4 la Palme et Cauvy). Au vu des tendances mesurées dans les roches du Causse d'Aumelas et de la Gardiole (Figure 25), ces différences peuvent s'expliquer par différentes lithologies. Ainsi, ceci confirmerait que les eaux de la Vène et d'Issanka proviennent essentiellement du causse d'Aumelas, alors que les eaux de CGE Tennis, P4 la Palme et Cauvy proviennent essentiellement de la Gardiole.

La Vène a un profil stable, avec peu de variations entre mars 2018 et décembre 2019. Il semblerait donc que ce soient toujours les mêmes types d'eaux qui alimentent la Vène en HE. Une anomalie en Gd peut toutefois être notée en décembre 19, impliquant une participation récente d'eau potentiellement polluée par des eaux usées. Ce résultat suggère possiblement la contribution des eaux de surface (pertes du Coulazou) à l'alimentation des eaux du karst. Les eaux d'Issanka sont plus variables au cours des périodes hydrologiques, avec des tendances similaires au profil de roches du causse d'Aumelas altérées (Figure 25). Il est donc possible que les eaux d'Issanka circulent dans des roches plus altérées que celles qui émergent au trop-plein de la Vène en période de crue.

Les eaux d'Ambressac sont très variables au cours du temps. En très hautes eaux (mars 18), les ratios REE/NASC sont les plus hauts, supérieurs à la Vène. Ceci pourrait être expliqué par un apport d'eaux thermales en HE sous l'effet d'une mise en charge du réservoir karstique par les précipitations. En mai 2019 (basses eaux), les ratios sont similaires aux eaux provenant de la Gardiole. Une anomalie en Gd est visible en basses eaux (août 2018, mai 2019 et décembre 2019). Ce point sera abordé plus en détail dans la partie suivante sur les données bactériologiques.

<sup>4</sup> Deux échantillons de roche ont été prélevés sur le Causse d'Aumelas, à proximité immédiate du puits de l'Aven, et deux autres au sud-ouest du massif de la Gardiole, à proximité de la presqu'île de Balaruc-les-Bains.

Ainsi, les eaux d'Ambressac proviennent essentiellement du massif de la Gardiole, avec un apport d'eaux thermales en hautes eaux. Les eaux échantillonnées à Ambressac se démarquent des autres points karstiques échantillonnés sur la presqu'île de Balaruc (CGE Tennis, P4 la Palme et Cauvy) par une anomalie en Gd ce qui implique une participation d'eau polluée par des eaux usées (fuites du réseau d'eaux usées ?).

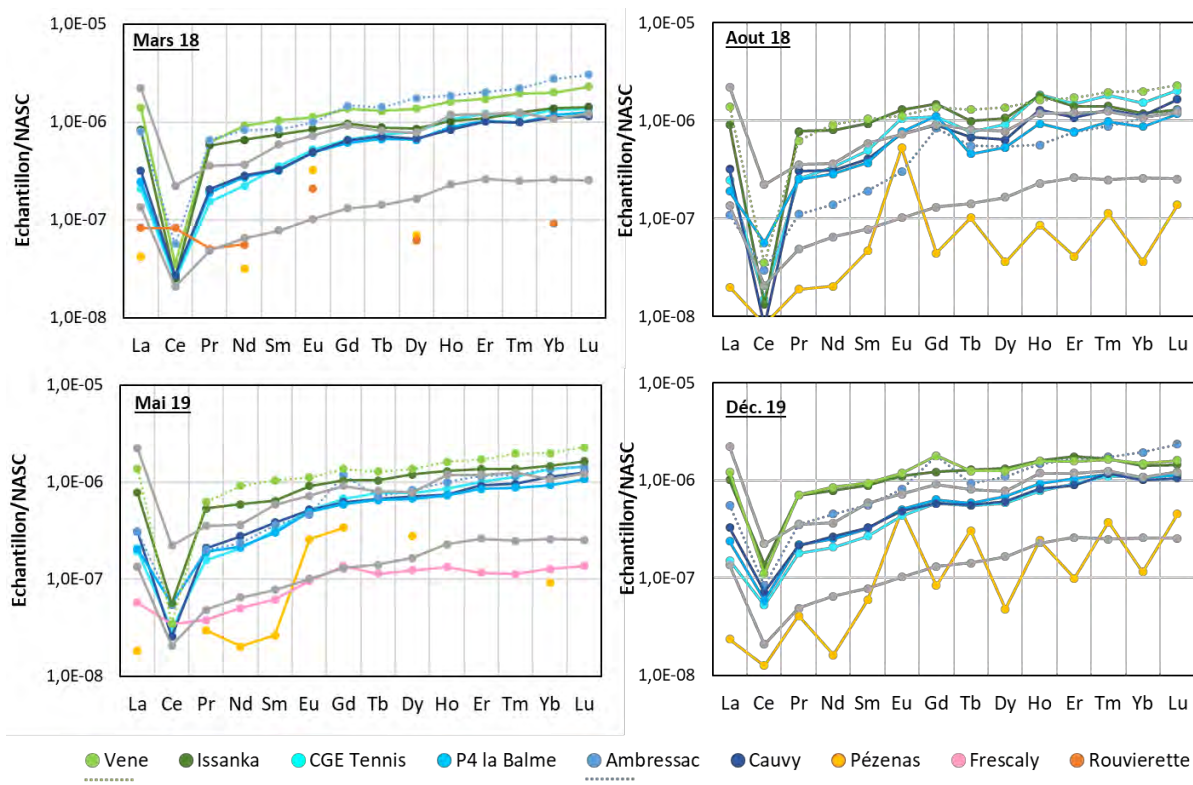


Figure 26 : Profils des terres rares (normalisés avec le NASC) des eaux karstiques de 2018. En août 2018 et mai 2019, les eaux de la Vène de mars 2018 y ont été représentées comme référence (en pointillé).

Comme pour les éléments majeurs, les eaux de F6 se démarquent par des ratios REE/NASC intermédiaires entre les eaux karstiques et les eaux thermales, et présentent de grandes fluctuations. Ces fluctuations ne semblent toutefois pas directement reliées aux conditions hydrologiques : les ratios les plus hauts sont mesurés en mars 18 (HE) et mai 19 (BE). Les terres rares dit « légers » de mars 2018 (La,Ce,Pr,Nd,Sm) et la quasi-totalité des éléments lourds (Dy, Ho, Er,Tm,Yb et Lu) de mai 2019 des eaux de F6 ont des tendances similaires aux eaux de la Vène alors que les éléments lourds sont plus proches des tendances des eaux thermales. En août 2018, les tendances sont plutôt comparables aux eaux de type Cauvy - CGE-tennis - P4 la Balme. Ces résultats suggéraient que les eaux qui alimentent le forage F6 sont un mélange entre les eaux d'Aumelas, de la Gardiole et des eaux thermales, avec un fort apport de la Gardiole en août 2018 et décembre 2019. De plus, en décembre 2019 les profils de F6 sont très similaires aux profils de la Vise ce qui suggère une origine commune.

Les eaux de F4 ont des concentrations en REE faibles, parfois proche des limites de détections. Il est donc difficile d'interpréter les tendances observées. Il est toutefois intéressant de noter que les plus hautes concentrations sont mesurées en mai 19, à savoir la période de plus basses eaux.



#### 5.4. MICROBIOLOGIE : DIVERSITÉ BACTÉRIENNE

Les analyses microbiologiques des eaux permettent de caractériser la diversité bactérienne des différentes masses d'eau des différents compartiments par une approche de séquençage haut débit de l'ARNr 16S bactérien (metabarcoding).

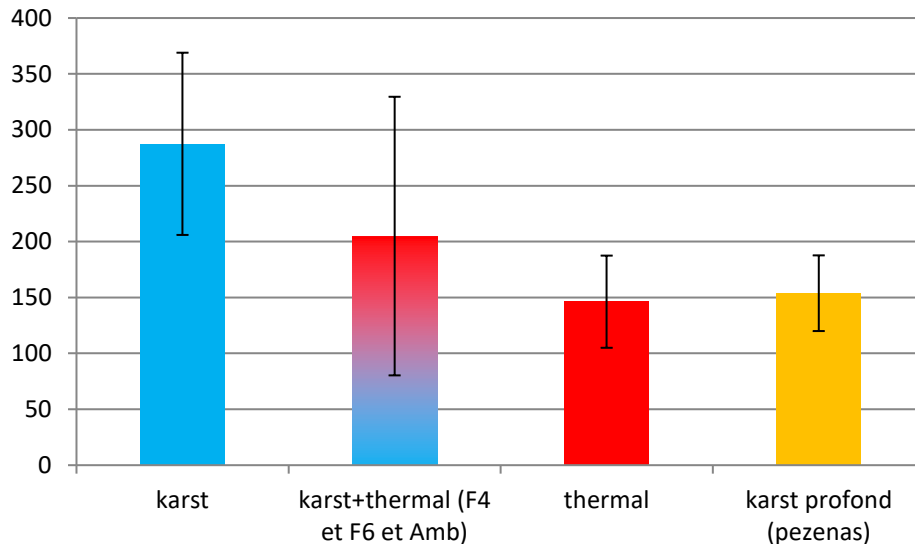


Figure 27 : Richesse d'Unité Taxonomique Opérationnelle (abrégée en OTU, d'après l'anglais Operational Taxonomic Unit), dans les eaux analysées.

Entre 58 et 393 Unités Taxonomique opérationnelles (UTOs) ont été identifiées dans les différentes eaux analysées. De façon générale, la diversité bactérienne est plus élevée dans les eaux karstiques que dans les eaux thermales. Les eaux correspondant à des mélanges entre pôle karstique et thermal montrent une diversité bactérienne intermédiaire. Pézenas (karst profond) montre une richesse plutôt comparable aux eaux thermales qu'aux eaux karstiques. Les résultats globaux ne mettent pas en évidence de différences temporelles nettes (non illustré).

La composition taxonomique des communautés bactériennes peut s'analyser à différents niveaux taxonomiques. Les résultats sont illustrés ici à l'échelle du phylum (Figure 28, Tableau 6).

\*

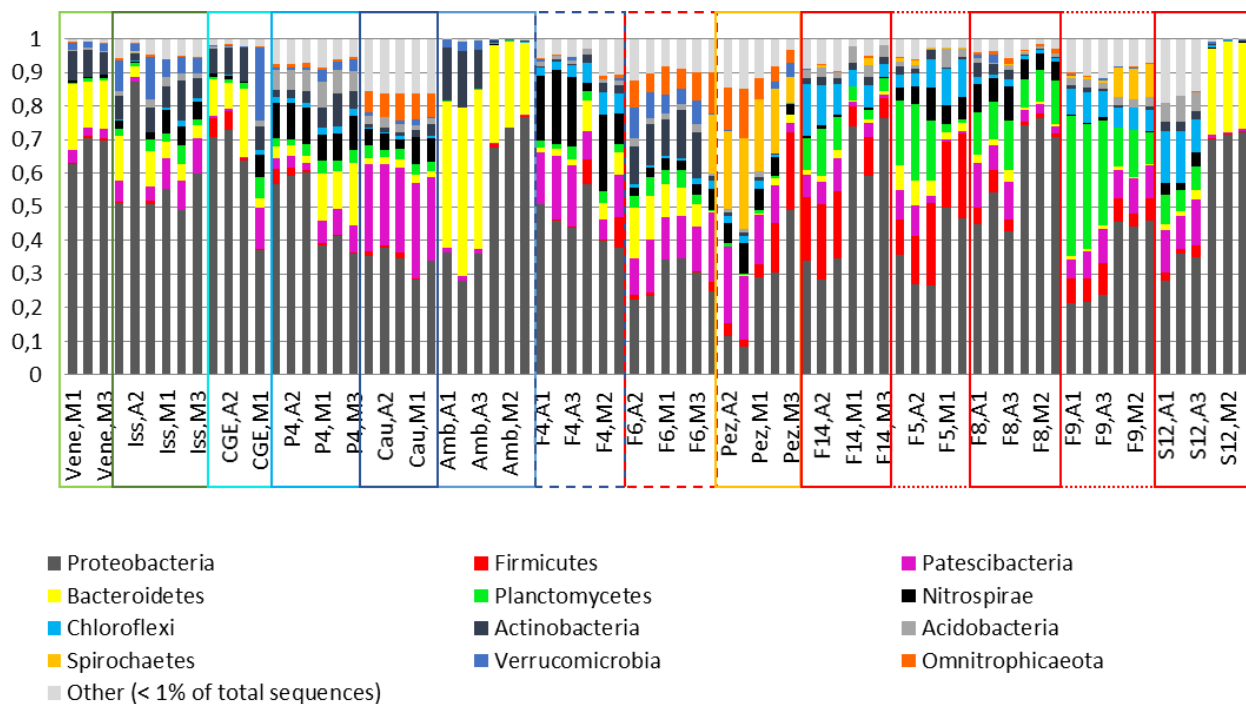


Figure 28 : Composition taxonomique des communautés bactériennes à l'échelle du phylum.

Pour tous les échantillons considérés, la grande majorité des séquences d'ARNr 16S sont affiliées aux Protéobactéries (représentant 46,39 % des séquences), suivies par les Bactéroïdètes (8,51 %) et les Planctomycètes (8,21 %) (Tableau 6).

Tableau 6 : Proportion des principaux phyla bactériens dans les eaux analysées.

Phylum	Total eaux	Eaux karstiques	Mélanges	Pézenas	Eaux thermales
Proteobacteria	46,39	45,87	42,14	25,52	47,27
Patescibacteria	4,58	13,28	6,39	15,15	6,29
Bacteroidetes	8,51	4,32	24,50	0,95	4,49
Planctomycetes	8,21	2,67	2,09	0,65	11,89
Nitrospirae	5,92	16,00	1,36	5,98	3,12
Firmicutes	4,71	2,87	0,39	8,45	8,51
Actinobacteria	3,25	1,43	9,85	0,82	1,62
Chloroflexi	4,00	4,68	0,49	1,78	6,31
Acidobacteria	2,03	1,30	0,92	0,75	2,35
Spirochaetes	2,00	0,00	0,00	19,28	1,22
Omnitrophicaeota	1,89	0,47	3,31	9,02	0,39
Verrucomicrobia	1,96	0,42	3,86	1,20	0,27
Autres (< 1% du nombre total de séquences)	6,56	6,70	4,69	10,45	6,28

Les résultats montrent des différences de compositions des communautés bactériennes en fonction de l'origine et/ou du type d'eaux. Pour résumer, et sans prendre en compte le phylum **Proteobacteria** qui est abondant des toutes les eaux :

- les eaux karstiques sont caractérisées par l'abondance relative des phyla **Nitrospirae** et **Patescibacteria** ;
- les eaux thermales sont caractérisées par l'abondance relative des phyla **Planctomycetes**, **Firmicutes**, **Chloroflexi** ;
- les eaux de mélanges (Ambressac, F4 et F6) sont caractérisées par l'abondance relative des phyla **Bacteroidetes**, **Actinobacteria** ;
- Pézenas est caractérisé par une prédominance des Proteobacteria moins importante que les autres eaux, et par l'abondance relative des phyla **Spirochaetes**, **Patescibacteria**, **Omnitrophicaeota** et **Firmicutes**.

Une analyse plus approfondie de la composition taxonomique devrait permettre d'établir des liens potentiels entre l'abondance relative de certains groupes bactériens (et de leur capacité métabolique) et les paramètres physico-chimiques (analyses en cours).

Dans l'ensemble, les variabilités temporelles entre mars (hautes eaux) et août (basses eaux) 2018 sont faibles et peuvent être expliquées par une faible variation des proportions de mélange. Certains échantillons montrent toutefois des variations temporelles que l'on propose d'interpréter. La composition des communautés de S12 varie fortement entre mars (abondance des Proteobacteria et des Bacteroidetes) et août (abondance des Proteobacteria, Patescibacteria, Chloroflexi et Planctomycetes). D'après les caractérisations des communautés bactériennes réalisées précédemment, il semble que les eaux de S12 aient des abondances relatives proches des eaux thermales de type F14 en août, et des caractéristiques proches des eaux karstiques en mars 2018. Les taxons pouvant expliquer les variations saisonnières observées pour S12 (alors que la chimie est proche) sont les betaproteobactéries et les flavobactéries qui sont très abondants en mars (hautes eaux). Ces taxons sont aussi bien représentés dans l'eau prélevée à Ambressac en mars 2018 ce qui conforte l'hypothèse de la plus forte contribution du karst en hautes eaux, ayant les mêmes caractéristiques bactériennes que celles d'Ambressac (Figure 29). Dans une moindre mesure, des variations saisonnières sont aussi visibles dans le forage F4. En mars 2018, les eaux sont marquées par une plus forte proportion de Chloroflexi qu'en août. Le phyla Chloroflexi est caractéristique des eaux thermales, mettant en évidence un apport d'eau thermal en F4 en mars. En août, la communauté bactérienne des eaux de F4 est plus proche de celles des eaux karstiques, en particulier de l'eau de Cauvy (notamment en ce qui concerne la proportion de Patescibacteria)

D'un point de vue de la composition de leurs communautés bactériennes, les eaux de F6 sont très peu variables dans le temps et semblent être un réel mélange entre les eaux thermales et les eaux karstiques, ayant des compositions en communautés bactériennes proches de Cauvy. Il semblerait donc que les eaux de F6 soient alimentées en continu par un mélange entre des eaux thermales et des eaux karstiques du type de celle échantillonnée à la source de Cauvy (Figure 29).

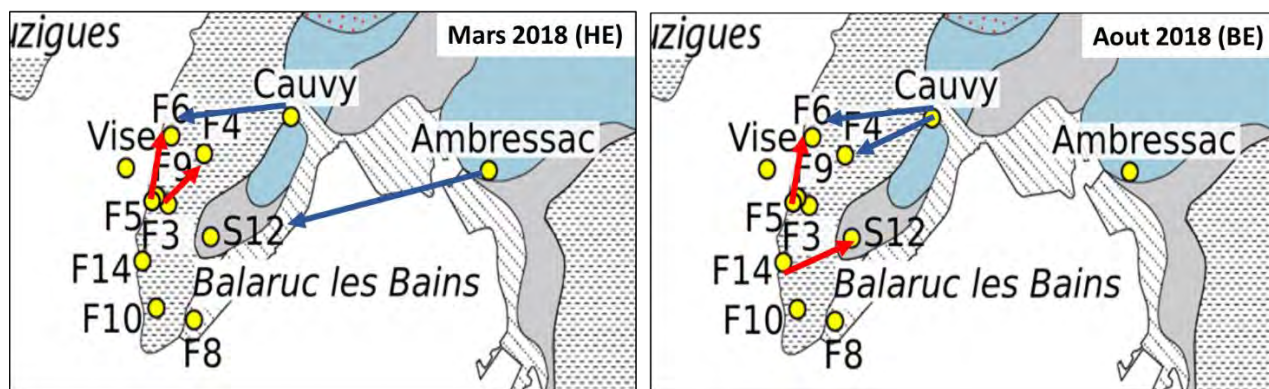


Figure 29 : Schématisation des circulations d'eau proposée sur la base de la caractérisation de la diversité bactérienne en mars 2018 et août 2018.

Dans la suite du projet, les analyses des résultats microbiologiques seront affinées et seront mises en parallèle des autres traceurs présentés dans ce rapport, afin de mettre en évidence les liens entre les communautés bactériennes, les paramètres physico-chimiques et les temps de résidence des eaux.

## 5.5. TRACEURS DES CONTAMINATIONS DE SURFACE

### 5.5.1. Nitrate

La présence de nitrate ( $\text{NO}_3$ ) dans les eaux karstiques est la plupart du temps due à un apport anthropique, lié à l'agriculture, l'industrie ou aux eaux usées. Les concentrations en nitrates, comprises entre 2 et 20 mg/L analysées dans les eaux karstiques (Ambressac, Cauvy, P4-la Palme et CGE-Tennis) mettent en évidence, pour les valeurs supérieures à 5 mg/l, une pollution anthropique dans ces eaux. L'origine des teneurs élevées en nitrate demanderait à être précisée : une grande partie des nitrates dans ces eaux peut être liée aux activités agricoles, en particulier provenant du massif de la Gardiole, mais aussi liée à une contamination par les réseaux d'eaux usées défectueux et/ou de fosses septiques comme localement mis en évidence à Ambressac à l'aide de l'anomalie en gadolinium (Gd). De plus, les teneurs élevées d'Ambressac peuvent être également en partie liées à l'histoire industrielle du site : l'usine sud Fertilisant a été implantée proche d'Ambressac, usine qui a ensuite été démantelée au début des années 2000. La mise en relation des données de nitrates avec l'anomalie en gadolinium mise en évidence sur les profils des terres rares (cf. § 5.3) et la bactériologie (cf. § 5.5.3) va permettre de proposer une origine à cette pollution.

Les concentrations en nitrates sont négligeables dans les eaux thermales, mais aussi de Pézenas, Frescaly et Rouvierette. Ceci met en évidence que les pollutions anthropiques mises en évidence plus tôt n'ont pas atteint les eaux profondes du bassin de Thau ou que les eaux chargées en nitrates ont subi des processus bactériologiques de dénitrification. Cette dernière hypothèse ne peut pas être exclue car les concentrations en oxygène dissous ( $\text{O}_2$ ) de ces eaux sont basses (inférieurs à 1 mg/l), l'absence de mesure du potentiel redox des eaux ne permet pas de conclure.

Les eaux de F4 et F6 ont des concentrations en nitrates intermédiaires, comprises entre 0,1 et 8,8 mg/L, confirmant un mélange avec un apport d'eau karstique récente.

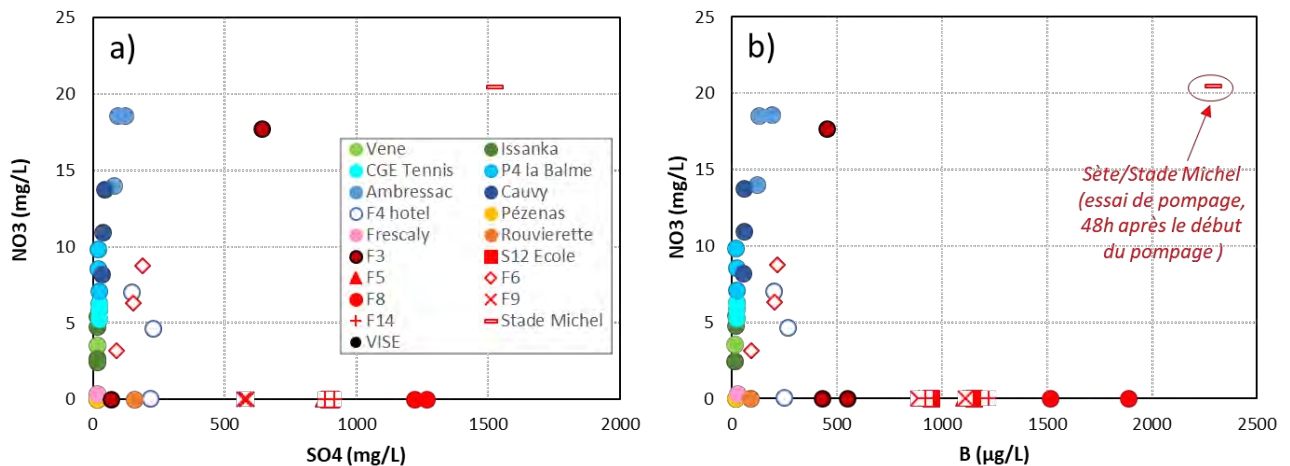


Figure 30 : Diagramme de concentration binaire NO3 (mg/L) en fonction de SO4 (mg/L) (a) et NO3 (mg/L) en fonction de B (µg/L) (b).

### 5.5.2. Carbone Organique Total (COT) et la fluorescence de la matière organique

Les analyses de carbone Organique Total et de la fluorescence de la matière organique ont été réalisées dans le cadre de cette étude. La présentation des résultats et des interprétations de ces outils se feront dans le rapport suivant, afin de les traiter de manières plus globales.

### 5.5.3. Bactériologie

Les coliformes totaux regroupent des bactéries qui vivent dans les intestins (coliformes fécaux) mais aussi dans l'environnement (sols, végétations, eau). Ils sont souvent utilisés comme indicateur de la qualité de l'eau. En particulier, les coliformes fécaux (*Escherichia coli*) sont souvent utilisés dans l'étude des eaux souterraines comme traceurs de circulation rapide. En effet, ces bactéries ont un faible taux de survie, inférieur à la semaine (Personné *et al.*, 1998). Une forte concentration en coliformes fécaux indique donc une contamination récente du système.

Les résultats des données bactériologiques des eaux sont donnés en annexe 2 et en Figure 31. Les eaux d'Ambressac se démarquent des autres eaux par de fortes concentrations en coliformes totaux (248-2420 UFC) et fécaux (8-2420 UFC). Ces données sont cohérentes avec les données de nitrates et en terres rares (anomalies en Gd). Ensemble, ces données confirment l'existence d'une pollution récente et locale d'eaux usées. Aucune station d'épuration n'a pourtant été recensée en amont de la source d'Ambressac ce qui suggère que le problème provient de canalisations défectueuses et/ou de fosses septiques. Cette pollution peut donc être due à une fuite sur le réseau d'eau usée ou de fosses septiques. Les concentrations les plus hautes sont mesurées en période de basses eaux, comme c'est le cas pour le Gd. Ceci confirme qu'en hautes eaux, les eaux d'Ambressac alimentées par la Gardiole sont diluées par des eaux non contaminées.

Les eaux de la Vène et d'Issanka ont des concentrations non négligeables en coliformes totaux et fécaux. Les eaux de la Vène (entre 140 et 461 UFC de coliformes totaux et entre 2 et 10 UFC de fécaux) sont corrélées à une anomalie en Gd (en particulier en décembre 2019). Ceci met en évidence une faible mais existante pollution d'eaux usées (possiblement par la contribution des pertes du Coulazou en période de crue). Les eaux d'Issanka, bien qu'en quantité plus faible, contiennent aussi des coliformes totaux (entre 2 et 83 UFC) et fécaux (entre 1 et 9UFC) visibles aussi bien en hautes et basses eaux.

Il est probable que cette contamination soit la même que celle mesurée au trop-plein de la Vène, mettant en évidence qu'un flux rapide sous le bassin de Montbazin-Gigean alimente la source d'Issanka depuis le Causse d'Aumelas. Les informations des essais de traçage (L8, BRGM/RP-71758-FR) réalisés entre le trop-plein de la Vène et Issanka confirment l'existence de transfert rapide (quelques jours) entre ces deux exutoires.

Plus en aval, les eaux de P4 la Balme (et très faiblement CGE tennis) ont des concentrations comprises entre 3 et 249 UFC en coliformes totaux et jusqu'à 4 UFC de coliformes fécaux. La plus haute contamination est notée en décembre 2019, prélèvement réalisé quelques jours après un phénomène de recharge. Il semble donc qu'un flux rapide alimente les eaux de P4 la Balme, en particulier visible après un phénomène de recharge. Ces eaux étant plus concentrées que celles d'Issanka, il semblerait que la zone d'alimentation soit différente, provenant plutôt du bassin de la Gardiole pour P4 la Balme.

Enfin, les échantillons d'eaux thermales (F5, F8, F9, F14 Sète/Stade Michel et S12), d'eaux karstiques profondes (Pézenas et Frescaly) et les eaux de F6, F4 et la Vise ont des valeurs inférieures aux limites de détection ou négligeables, confirmant que ces eaux ne sont pas alimentées (ou en quantité d'eau négligeable) par des flux rapides, de l'ordre que quelques jours.

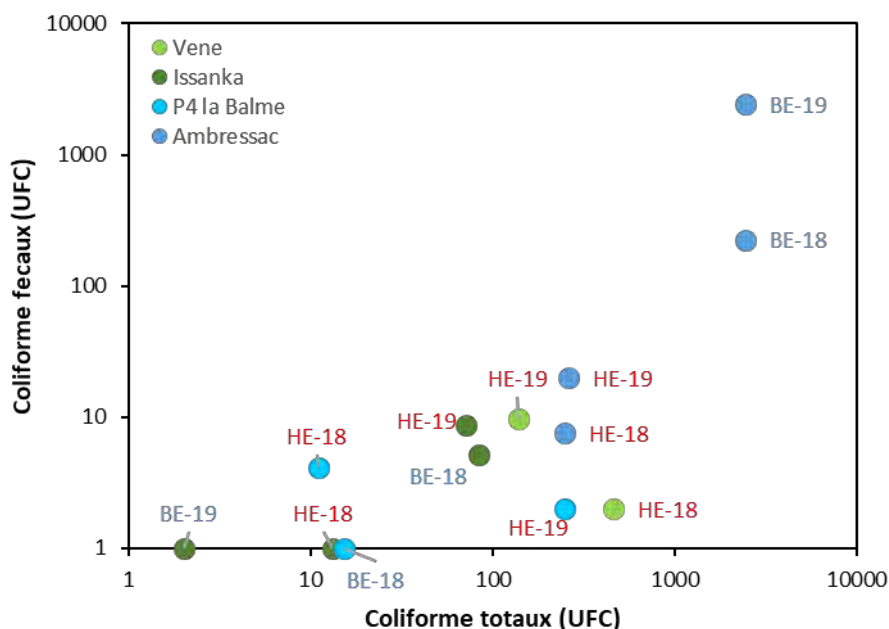


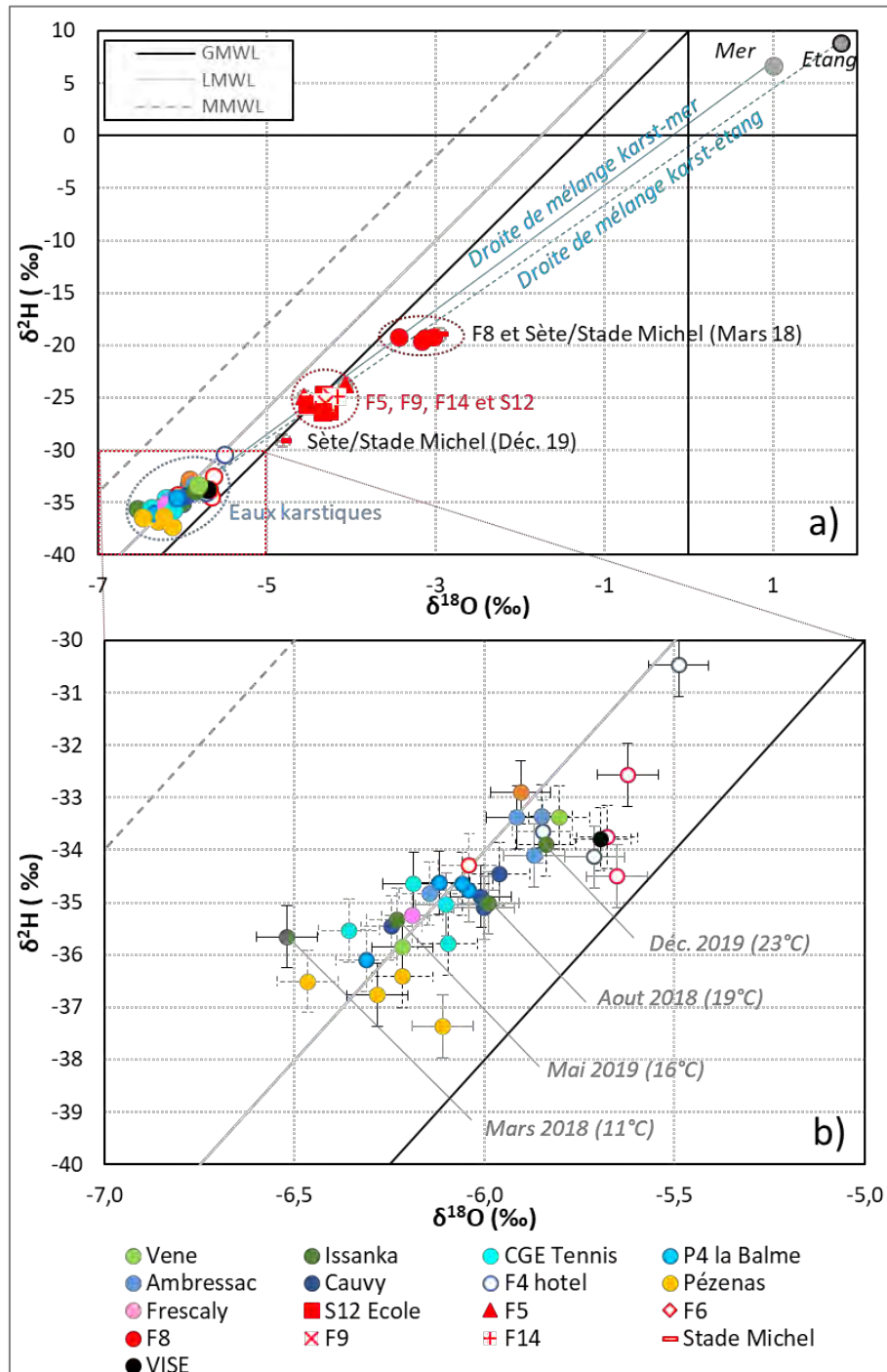
Figure 31 : Concentrations en coliformes totaux et fécaux des eaux de la Vène, Issanka, P4 la Balme et Ambressac.

## 5.6. LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^2\text{H}$ )

Les résultats (2018-2019) des isotopes stables de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  en ‰) sont présentés en annexe 2 et illustrés en Figure 32 avec la droite météorique mondiale (Global Meteoric Water Line – GMWL – Craig, 1961), la droite météorique locale (Local Meteoric Water Line – LMWL – Ladouche *et al.*, 1998, 2009) et la droite météorique du pourtour oriental méditerranéen (Mediterranean Meteoric Water Line – MMWL – Gat and Carmi, 1970). Les différentes masses d'eau ont des caractéristiques bien différentes, avec des valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  plus faibles pour les eaux karstiques (comprises entre -5,8 et -6,5 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  et -32,9 et -37,4 ‰ en  $\delta^2\text{H}$ ) que les eaux thermales (comprises entre -3,0 et -4,8 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  et -12,2 et -29,1 ‰ en  $\delta^2\text{H}$ ).



Les eaux karstiques (Figure 32 b) sont sur la droite météorique locale, traduisant une recharge locale. Les variations temporelles traduisent des variations saisonnières des caractéristiques de la recharge (température, quantité de précipitation, altitude de formation de la précipitation...). Ceci est particulièrement visible pour la source d'Issanka : plus les températures de recharge estimées par les gaz rares sont basses, plus les isotopes stables de l'eau ont des valeurs appauvries.



La signature moyenne en isotopes stables des eaux de Pézenas est plus basse que la valeur moyenne des eaux karstiques. Ceci pourrait traduire des conditions de recharge plus froides que pour les eaux karstiques actuelles, justifiant à priori nos hypothèses pour la conversion des CFC-SF<sub>6</sub> (voir § 5.8).

Les eaux thermales (F5, F6, F8, F9, F14, S12 et Sète/Stade Michel) sont enrichies en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  par rapport aux eaux karstiques (Figure 32 b) et s'alignent sur la droite de mélange entre les eaux karstiques (ici P4 la Balme, décembre 2019) et les eaux de mer et/ou les eaux de l'étang, garantissant que ces eaux sont un mélange entre ces deux pôles. Il n'est toutefois pas possible de déterminer qui du pôle d'eau de mer (prélèvement du 01/06/2012 au port du Barcarès, Petelet *et al.*; 2016) ou des eaux de l'étang (prélèvement du 08/10/2010, Ladouche *et al.*, 2011) est l'origine des eaux marines des eaux thermales. Les proportions de mélanges entre les eaux karstiques et les eaux de mer (Figure 32) des eaux des forages F5, F6, F9, F14 et S12 sont comprises entre 22 et 27 % (Tableau 7), et sont proches des résultats obtenus en Li, Cl, Na.

Les échantillons des forages F8 et Sète/Stade Michel de mars 2018 se distinguent des autres par une signature isotopique légèrement enrichie, ce qui reflète une plus grande contribution d'eau salée (environ 40 %). **Plus exactement, et au vu des informations sur la structure géologique de la zone d'étude, ces mélanges pourraient être dus à une intrusion d'eau salée par le pointement du Jurassique identifié entre Sète et Balaruc dans la lagune de Thau (cf. coupe Figure 3) et/ou directement par un contact de l'eau de mer avec les roches du Jurassique depuis le mont Saint-Clair.**

Les eaux de F4, F6 et de la source de la Vise sont situées dans le domaine des eaux karstiques, confirmant la forte influence des eaux karstiques, avec toutefois des signatures moins négatives témoignant une influence marine.

Tableau 7 : Estimation des proportions d'eau de mer ou d'étang en % (prélèvement du 01/06/2012) à partir des isotopes stables de l'eau des échantillons de 2018 et 2019.

Point	Mars 2018			Proportion d'eau de mer (%)								
				Aout 2018			Mai 2019			Déc. 2019		
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	moy	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	moy	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	moy	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	moy
F5	28%	26%	<b>27%</b>	25%	21%	<b>23%</b>	21%	23%	<b>22%</b>	25%	22%	<b>23%</b>
F9	25%	22%	<b>23%</b>	26%	23%	<b>25%</b>	22%	21%	<b>22%</b>	25%	22%	<b>23%</b>
F14	25%	23%	<b>24%</b>	26%	20%	<b>23%</b>	22%	22%	<b>22%</b>	25%	22%	<b>24%</b>
S12	25%	24%	<b>24%</b>	26%	20%	<b>23%</b>	22%	22%	<b>22%</b>	25%	20%	<b>22%</b>
Sète/Stade Michel	44%*	38%*	<b>41%*</b>							18%**	13%**	<b>16%**</b>
F8	42%	37%	<b>39%</b>	43%	37%	<b>40%</b>	37%	37%	<b>37%</b>	41%	36%	<b>39%</b>
F6	6%	5%	<b>6%</b>	6%	0%	<b>3%</b>	0%	1%	<b>1%</b>	5%	2%	<b>4%</b>
F4	8%	10%	<b>9%</b>	6%	0%	<b>3%</b>	3%	2%	<b>3%</b>			
Ambressac	2%	3%	<b>3%</b>	3%	1%	<b>2%</b>	-1%	0%	<b>-1%</b>	3%	3%	<b>3%</b>
Vise										5%	2%	<b>4%</b>

\* Correspond aux valeurs obtenues des échantillons de l'essai de pompage du 20/02/2018, après 48 h de pompage

\*\* Ces valeurs ne sont pas représentatives du principal flux d'eaux qui recharge le forage mais correspond à un mélange entre les différentes arrivées d'eau.



## 5.7. APPORT DES OUTILS ISOTOPIQUES, TRACEURS DES PROCESSUS D'ALTÉRATION

### 5.7.1. Apport du Strontium

Les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans les eaux des différents points de prélèvement de 2018-2019 sont reportés en annexe 2 et illustrés en Figure 33. Cette représentation permet de distinguer les différentes masses d'eaux et de tracer des droites de mélange. Plus généralement, les rapport isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  informent sur le type de roches que les eaux ont traversé, puisque chaque minéral a une signature qui lui est propre.

Comme pour les éléments présentés précédemment, les eaux thermales, les eaux karstiques et les eaux de la mer/l'étang de Thau diffèrent, en particulier concernant les teneurs en Sr : les eaux thermales (F5, F9, F14 et S12) ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,70851 et 0,70879 et des concentrations en Sr supérieur à 4 000  $\mu\text{g/L}$ , les eaux karstiques récentes ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,70820 et 0,70880 et des concentrations inférieures à 150  $\mu\text{g/L}$  et les eaux salée des rapports compris entre 0,70902 et 0,70920 et des concentrations supérieures à 7 000  $\mu\text{g/L}$ .

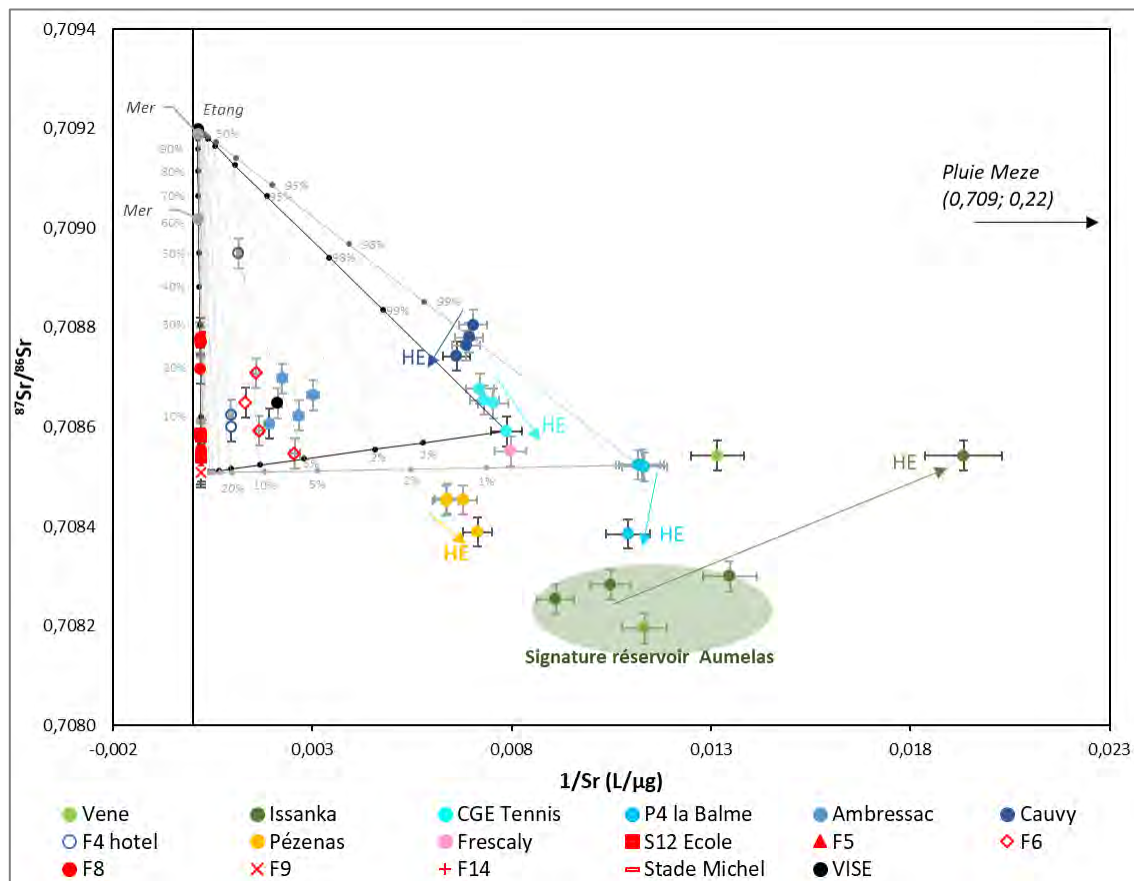


Figure 33 : Rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de l'inverse de la concentration en Sr des échantillons de mars 2018 (barre d'erreur noire), d'août 2018, de mai 2019 et décembre 2019. Les barres d'erreurs sont de 0,00003 pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et de 5 % pour les concentrations en Sr. Les flèches représentent l'évolution des signatures de chaque point entre les basses eaux et les hautes eaux.

**a) Apport des isotopes du strontium pour la compréhension des circulations au sein des karsts (Causse d'Aumelas, massif de la Gardiole)**

Les eaux karstiques récentes (Vène, Issanka, CGE Tennis, P4 la Palme et Cauvy) ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,70820 et 0,70880, c'est-à-dire dans les gammes de variations des aquifères karstiques carbonatés. La variation entre les différents points est principalement interprétée comme l'influence de différentes lithologies provenant du Causse d'Aumelas et celles provenant du massif de la Gardiole (Ladouche *et al.*, 2001), avec des rapports isotopiques plus faibles dans le Causse d'Aumelas.

Les eaux de la source de la Vène et d'Issanka proviennent du Causse d'Aumelas. Les eaux de la Vène varient entre 0,70819 et 0,70854 couvrant les gammes de valeurs mesurées à la source d'Issanka. Le rapport isotopique des eaux de la Vène est plus élevé en période de très hautes eaux (mars 2018) qu'en hautes eaux (décembre 2019), les valeurs de mars 2018 se rapprochant des signatures des eaux de pluies (Figure 34). Les eaux de mars 2018 seraient donc plus influencées par une dilution aux eaux de pluies qu'en décembre 2019, ces dernières seraient plus représentatives de la signature de l'eau du réservoir karstique qui alimente le trop-plein de la Vène et la source d'Issanka. Ceci est en cohérence avec la connaissance du fonctionnement de la source de la Vène qui est alimentée d'une part par un flux régional provenant du Causse d'Aumelas et d'autre part, par des écoulements plus locaux en lien avec les pertes karstiques du Coulazou qui se met à couler lors des périodes de crue. En très hautes eaux, les eaux d'Issanka présentent un rapport isotopique comparable aux eaux du trop-plein de la Vène ce qui témoigne de la bonne connexion hydraulique de ces deux exutoires. En mars 2018, les eaux d'Issanka sont clairement influencées par l'infiltration des eaux de pluie et/ou par les eaux des pertes du Coulazou. En basses eaux, les mesures à la source d'Issanka permettent de qualifier la signature isotopique de l'écoulement régional nord-sud qui contribue également à alimenter le compartiment karstique situé à l'aval d'Issanka (cf. coupe de la Figure 3).

L'une des questions que l'on se pose à ce stade est de savoir si ce réservoir, qui alimente Issanka, influence les eaux contenue dans le réservoir plus en aval (CGE et P4), ainsi que les eaux situées au sud de la presqu'île de Balaruc.

En basses eaux et lors des périodes intermédiaires entre les BE et les HE, les eaux de P4 ne varient pas que ce soit en rapport isotopique ou en concentration. Il semble donc que les eaux qui alimentent P4 soit les mêmes sur ces trois campagnes d'échantillonnage et seraient donc représentatives du réservoir karstique qui contribue au fonctionnement de l'hydrosystème de Balaruc-les-Bains (pôle karstique non influencé par les eaux marines). En très hautes eaux (mars 18), les eaux de P4 ont des signatures en Sr qui tendent vers la signature des eaux provenant d'Aumelas (Vène et Issanka en basse eau, Figure 34). Ceci implique qu'en HE, P4 est influencé par les eaux du Causse d'Aumelas mettant ainsi en évidence une connexion hydraulique entre le compartiment amont et le compartiment aval (cf. coupe de la Figure 3).

Les eaux de CGE ont un rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  supérieur aux eaux de P4. Pour rappel, ce forage est sous couverture miocène et est crépiné au niveau du toit du jurassique. Les eaux circulant dans ce forage sont donc des eaux provenant du réservoir karstique régional (du type des eaux de P4 en BE) probablement aussi influencées par les formations argilo-silteuses du Miocène. Ceci pourrait expliquer les rapport isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus élevés. Les données des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du nouveau forage DEMENT2 pourront confirmer cette hypothèse. Il est toutefois intéressant de noter que les variations saisonnières HE-BE tendent vers le pôle représentatif du réservoir d'Aumelas, mettant en évidence, comme pour P4, une influence plus importante d'eau provenant d'Aumelas en HE (Figure 33).

De la même façon que pour P4 la Balme et CGE Tennis, les eaux profondes de Pézenas semblent influencées en HE par des eaux provenant du Causse d'Aumelas. En BE, les signatures isotopiques des eaux de Pézenas sont peu variables, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est intermédiaire aux valeurs des autres points karstiques (Causse d'Aumelas/Massif de la Gardiole) et les concentrations en Sr sont plus élevées. L'augmentation de la concentration en Sr traduit (comme pour le Ca vu dans la partie 5.2.2) une altération eau-roche plus avancée en raison d'un temps de résidence plus grand de l'eau au sein du réservoir (cf. § 4.3.3).

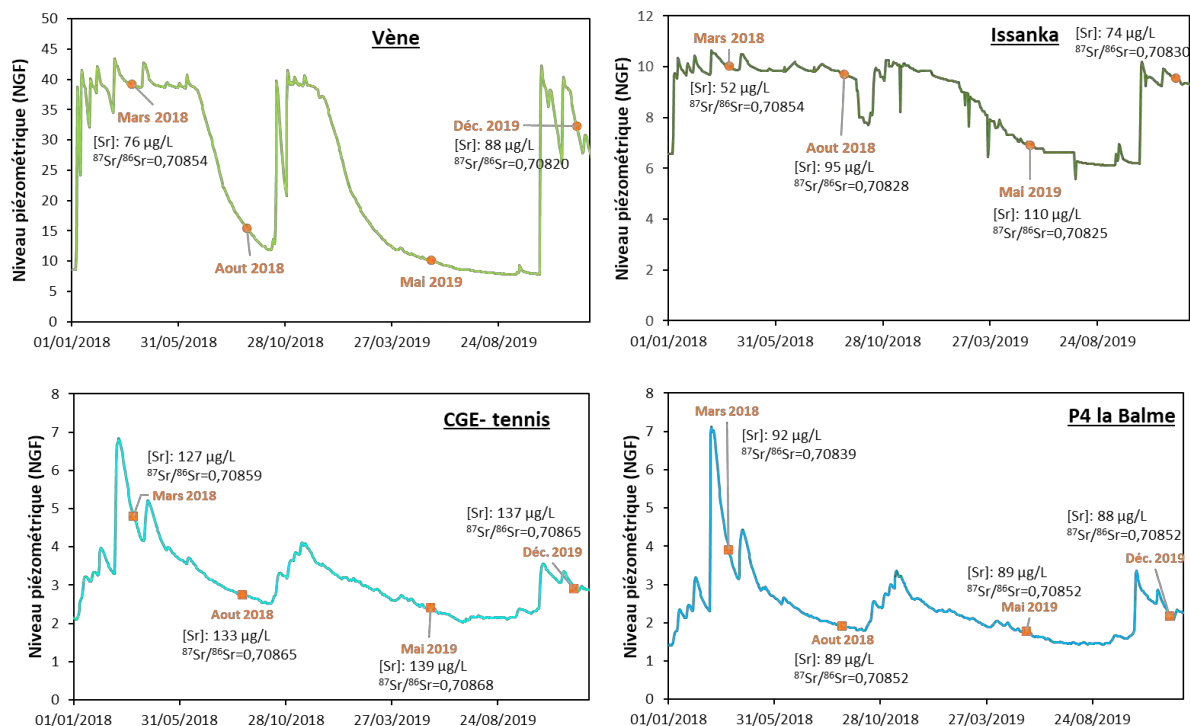


Figure 34 : Niveau piézométrique des forages de la Vène, Issanka, CGE Tennis et P4 la Balme sur la période du 01/01/2018 au 31/12/2019, avec les périodes de prélèvement en orange et leur concentration en Sr ( $\mu\text{g/L}$ ) et leurs rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

### b) Apport des isotopes du strontium pour une meilleure caractérisation du réservoir thermal et des circulations des eaux thermales

Les eaux thermales (S12, F5, F8, F9, F14 et Sète/Stade Michel) ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,70851 et 0,70878, c'est-à-dire les mêmes gammes des variations des eaux karstiques vues précédemment. Les signatures mesurées apparaissent comparables à celles caractérisées dans le passé (Aquilina *et al.*, 2002). Ces signatures sont caractéristiques des réservoirs carbonatés et ne correspondent donc pas à des signatures de roches de socle qui présentent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très élevés ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,79 et 0,81). **Ceci indique donc que les eaux thermales circulent principalement dans un réservoir carbonaté.**

Dans le détail, les eaux thermales S12, F5, F9 et F14 ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  peu variables sur la période 2018-2019, compris entre 0,70851 et 0,70859. Les rapports isotopiques sont toutefois légèrement inférieurs en hautes eaux (mars 2018), se rapprochant des valeurs de référence antérieures au phénomène d'inversac (1996-2000). Il semblerait donc qu'en période de hautes eaux, les eaux thermales se caractériseraient par une proportion plus importante d'eau profonde ayant les caractéristiques des eaux du pôle de référence (F9). Ces variations sont toutefois très faibles et proches des barres d'erreurs. En période de basses eaux, les eaux semblent être moins concentrées en Sr, pouvant traduire la contribution d'une faible proportion d'eau karstique peu concentrée en Sr.

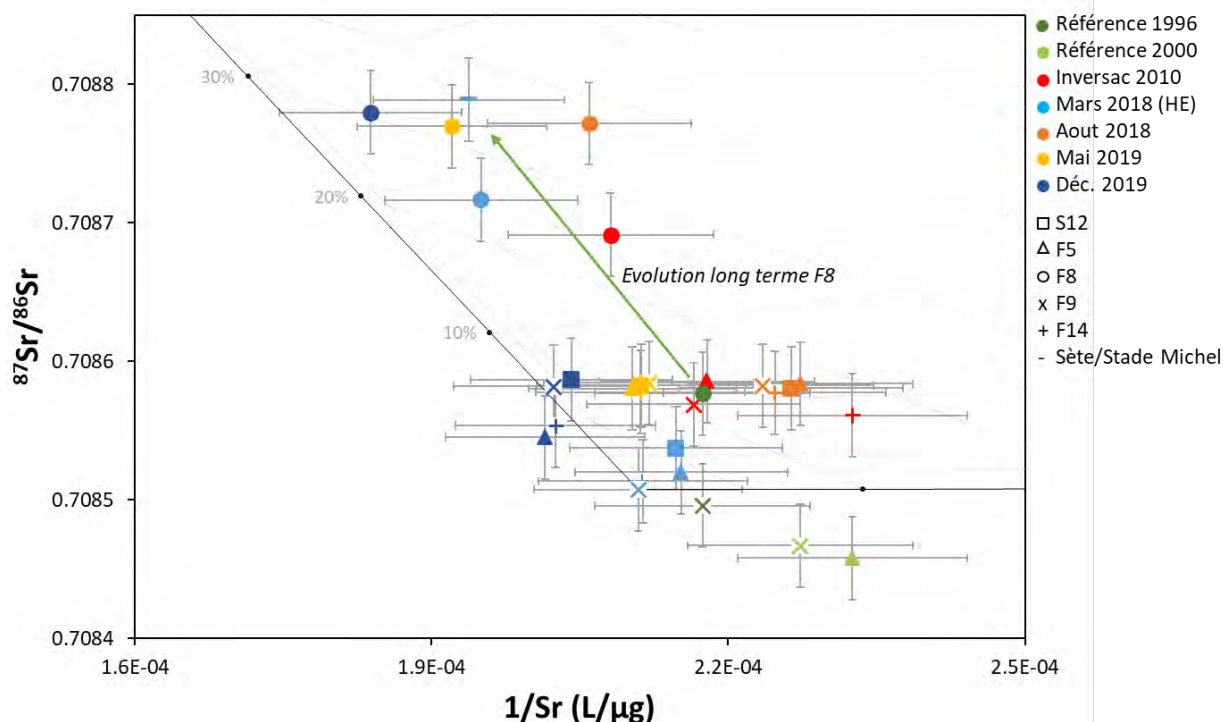


Figure 35 : Rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de l'inverse de la concentration en Sr des eaux thermales entre 1996 et 2019. Les barres d'erreurs sont de 0,00003 pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et de 5 % pour les concentrations Sr. Les proportions de mélange ont été estimées pour un mélange à trois pôles (thermal, karstique et marin).

Les eaux de F8 et Sète/Stade Michel se démarquent des autres eaux thermales par des rapports isotopiques plus hauts, compris entre 0,70872 et 0,70879. Le décalage isotopique des eaux de F8 et Sète/Stade Michel par rapport à la référence du pôle thermal (F9) est interprété par une contribution d'eau de mer dont les caractéristiques isotopiques sont comparables à l'eau de mer actuelle. Ces résultats sont cohérents avec les concentrations plus élevées en Na/Cl (Figure 18, partie 5.2) et les valeurs des isotopes stables de l'eau (Figure 32). Les mêmes tendances saisonnières sont observées dans le forage F8 que dans les autres forages thermaux (cf. paragraphe précédent) : il semblerait donc qu'en période de HE, F8 soit caractérisé par une portion plus importante d'eau profonde thermique moins influencée par les eaux de mer. Les eaux de F8 sont aussi caractérisées par une grande variabilité entre les échantillons de 1996 et 2018 passant d'un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70858 à 0,70877. Ceci s'explique par une proportion relative d'eau de mer de plus en plus importante dans le forage F8 passant de 6 % en 1996 à 26 % en 2018-2019 (Figure 35).

### c) Apport des isotopes du strontium pour la quantification des % de mélange d'eau d'origine marine ou thermique au sein de la presqu'île de Balaruc

La Figure 33 met en évidence que l'ensemble des eaux de la presqu'île de Balaruc-les-Bains peuvent s'expliquer par des mélanges, en proportion variables, d'eaux marines de type eau de mer actuelle, karstiques et thermales. Il est proposé ici que le pôle thermal soit porté par le forage F9 et le pôle marin par les eaux de l'étang (échantillon du 08/10/2010). Les eaux karstiques sont très variables entre elles. Nous proposons que les eaux de CGE Tennis d'une part, et P4 la Balme d'autre part, soient représentatives du pôle des eaux karstiques qui contribue au fonctionnement de l'hydrosystème de Balaruc-les-Bains (pôle karstique non influencé par des eaux d'origine marine ou thermique), avec une influence probable des sédiments argilo-silteux du Miocène en plus pour CGE-Tennis.

Les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des eaux de Cauvy sont compris entre 0,7074 et 0,70880 et sont significativement supérieurs aux autres eaux karstiques. Dans le diagramme à trois pôles de la Figure 33, seul un mélange entre le pôle karstique de P4 et une très faible contribution d'eau de mer actuelle (<1 %) permettrait d'expliquer de telles valeurs. Ainsi dans ce schéma conceptuel, les eaux de Cauvy seraient donc préférentiellement alimentées par des eaux du type de celles échantillonnées à P4 la Balme et non de CGE-Tennis. Toutefois, la tendance observée au cours du cycle hydrogéologique pour les eaux de Cauvy suggère la contribution d'une faible proportion d'eau d'origine thermique du type de celle mesurée au forage F6 dont les signatures sont expliquées comme le résultat du mélange entre l'eau thermique et l'eau du karst. En période de HE, la contribution d'eau d'origine thermique apparaît maximale ce qui suggère une participation d'eau plus profonde mobilisée suite à la mise en charge du karst (mobilisation par un modèle de circulation de type piston).

Les eaux d'Ambressac diffèrent des autres eaux karstiques, avec notamment des concentrations en Sr très supérieures. Ces signatures peuvent s'expliquer par un mélange en proportion variable entre les eaux karstiques de type Cauvy (entre 92 et 95 %) et donc provenant de la Gardiole, les eaux thermales (entre 4 et 6 %) et les eaux marines (entre 1 et 3 %). En HE, la portion d'eau thermique est la plus importante, confirmant les résultats obtenus pour les outils précédemment présentés.

Les eaux de F6 et F4 ont des compositions qui s'expliquent par des proportions variables entre les eaux thermales et les eaux salées de mer ou de l'étang et un pôle karstique récent, proposé ici comme représentatif des eaux de CGE. En considérant ces pôles, F4 et F6 seraient généralement composés d'environ 91 à 94 % d'eau karstique, entre 4 et 10 % d'eau thermique et moins de 2 % d'eau marine, cette dernière pouvant être attribuée au reliquat d'eau salée infiltré dans l'aquifère lors du phénomène d'inversac de 2014.

### 5.7.2. Apport du Bore

Les valeurs isotopiques en  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  sont données en  $\delta^{11}\text{B}$ , c'est-à-dire le rapport de l'échantillon comparé au standard de référence, ici le Standard NIST SRM 951a. Les données des quatre campagnes de 2018-2019 sont reportées en annexe 2 et illustrées en Figure 36.

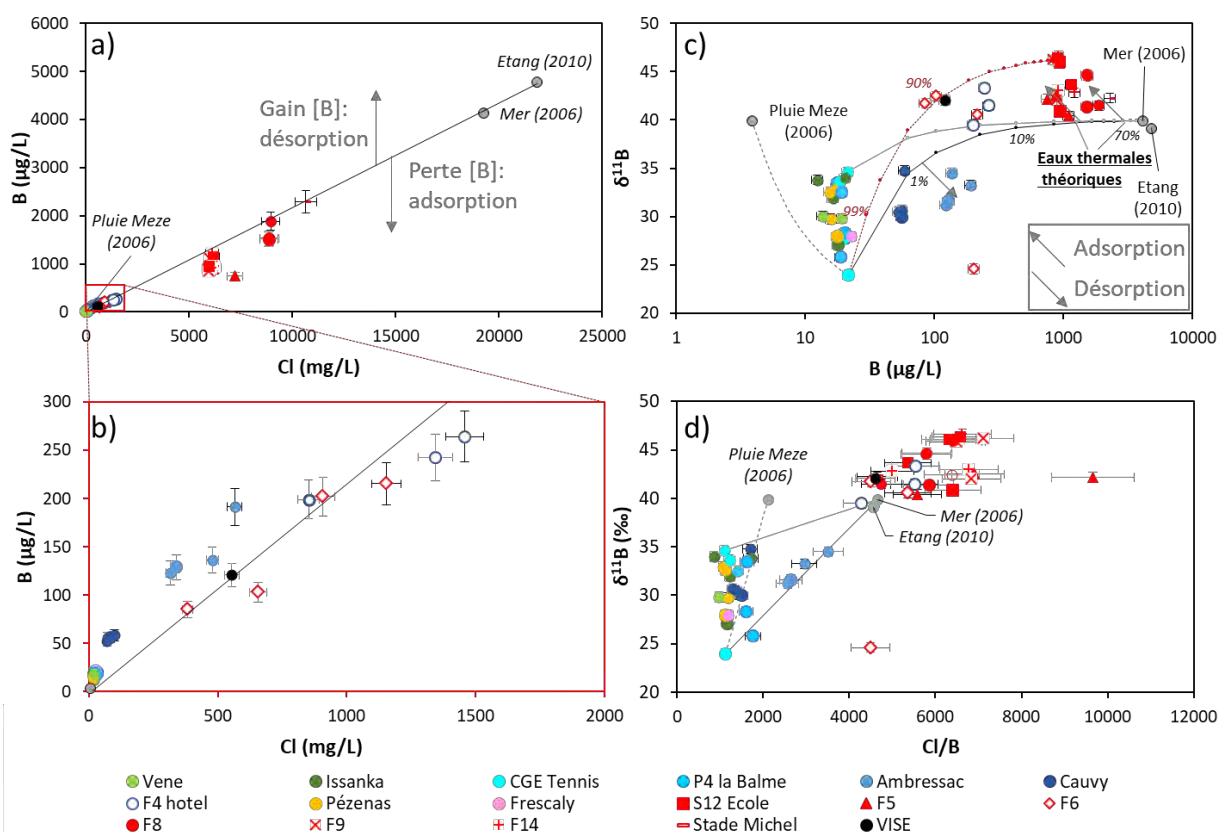


Figure 36 : Diagramme des concentrations en B (µg/L) en fonction des concentrations en Cl (mg/L) (a) et zoom sur les eaux karstiques (b), du  $\delta^{11}\text{B}$  en fonction de la concentration en B (c) et du  $\delta^{11}\text{B}$  en fonction du rapport de concentration Cl sur B (d). Quatre campagnes sont représentées : les échantillons de mars 2018 (barre d'erreur noire), d'août 2018, de mai 2019 et décembre 2019. Sur les figures (a) et (b), la droite représente la droite de dilution de l'eau de mer. Sur les figures (c) et (d), les courbes noires représentent un mélange entre l'eau de mer et CGE Tennis bas, les courbes grises un mélange entre l'eau de mer et CGE Tennis haut, les courbes en gris pointillées un mélange entre CGE Tennis bas et l'eau de pluie et la courbe rouge un mélange entre les eaux thermales et CGE Tennis bas.

L'impact théorique des processus d'adsorption et de désorption y est aussi représenté. Les barres d'erreurs sont de 0,5 ‰ pour le  $\delta^{11}\text{B}$  et de 5 et 10 % pour les concentrations en Cl et B respectivement.

Les  $\delta^{11}\text{B}$  des eaux varient entre 24,0 ‰ pour les eaux de CGE Tennis et 46,6 ‰ pour les eaux du forage F14. Les eaux thermales (F5, F8, F9, F14, Sète/Stade Michel et S12) ont des valeurs proches, comprises entre 40,4 et 46,6 ‰. Les eaux karstiques (Vène, Issanka, CGE Tennis, P4 la balme, Ambressac et Cauvy) sont plus variables, avec des  $\delta^{11}\text{B}$  entre 21,6 et 34,6 ‰. Enfin, les eaux des forages F4 et F6 ont des valeurs intermédiaires et très variables dans le temps, comprises entre 24,6 et 43,3 ‰. Afin, de comparer ces résultats sur la Figure 36, les pôles d'eau de mer (donnée interne HSM du 01/01/2006), de l'étang (échantillon du 08/10/2010) et de l'eau de pluie échantillonnée à Mèze (donnée interne HSM du 01/01/2006) y sont représentés.

L'observation des résultats en fonction des dates d'échantillonnages met en évidence que les eaux analysées en 2018 ont généralement des  $\delta^{11}\text{B}$  plus faibles que ceux de 2019. La question de l'influence du temps avant l'analyse (et donc de conservation) sur la représentativité de l'échantillon peut se poser ici. En effet, les échantillons de 2018 ont été analysés environ 1 an après l'échantillonnage, alors que ceux de 2019 environ 2 ans après. Contrairement aux analyses pour le Li ou le Sr par exemple où l'échantillon se conserve acidifié, les flacons pour les analyses de Bore ne sont pas acidifiés. Il a été observé que les pH des échantillons ont fortement augmenté, et les concentrations ont parfois varié. En particulier, les échantillons d'Issanka, de F6 et de la Vène de décembre 2019 (Tableau 8) ont des concentrations qui ont fortement diminué et des pH qui ont fortement augmenté. Ceci peut être dû à une précipitation du Bore ou une adsorption du Bore, par exemple sur les parois des flacons. Ces deux processus impliqueraient un fractionnement isotopique, provoquant une augmentation des  $\delta^{11}\text{B}$ , expliquant ainsi les valeurs plus importantes de 2019 par rapport à 2018. Des tests pour valider les résultats sont en cours d'analyse. Toutefois, la stabilité de certains points (Cauvy, Vène, Ambressac) entre les analyses de 2018 et 2019 semblent indiquer que l'impact de la conservation peut être négligeable. Malgré ce doute sur les résultats, les grosses tendances entre les eaux thermales et les eaux karstiques peuvent être interprétées.

*Tableau 8 : Évolutions des concentrations et du pH des échantillons F6, la Vène et Issanka entre 2019 (juste après la période d'échantillonnage) et 2021. La perte en B est exprimée en % par rapport à la valeur de 2019.*

	Concentration ( $\mu\text{g/L}$ )			pH	
	2019	2021	perte (%)	2019	2021
F6	182	103	43	7,01	7,89
Vène	19	7	66	6,95	9,71
Issanka	20	5	77	7,10	9,38

La concentration du bore dans les eaux du site est essentiellement liée à des apports des eaux d'origine marine et/ou de pluie pour les eaux karstiques froides. Ainsi, les concentrations en B et Cl des eaux devraient être sur la droite de dissolution de l'eau de mer. La figure représentant le B en fonction de Cl (Figure 36 a et b) met ici en évidence une perte pouvant atteindre 30 % de B dans les eaux thermales et un gain pouvant atteindre 300 % de B pour les eaux karstiques. Ces gains et pertes sont présentés dans le Tableau 9, calculés par rapport à la concentration théorique estimée par rapport à la concentration en chlore dans les eaux.

De plus, les concentrations en bore et chlorure confirment que les eaux des forage F8 et Sète/Stade Michel ont des proportions d'eaux de mer supérieures aux autres eaux de forage puisqu'elles sont plus proches du pôle marin. Enfin, les eaux karstiques ont généralement des concentrations en B plus faibles en HE (mars 18, barre d'erreur noir sur les Figure 36 et Figure 37), mettant en évidence une influence plus importante des eaux de pluie sur ces eaux.



Tableau 9 : Estimation des pertes (-) et gains (+) en B des eaux étudiées estimées par rapport à la concentration théorique (en %).

Points de prélèvement	Perte ou gain de B (% par rapport à la concentration théorique)			
	Mars 2018	Aout 2018	Mai 2019	Déc. 2019
Vène	223			378
Issanka	171	296	281	442
CGE Tennis	299	313	325	283
P4 la Balme	164	190	186	229
Ambressac	57	76	81	32
Cauvy	174	211	241	260
Frescaly	291			
Pézenas	292	314	337	314
F4 hôtel	-16	9	-16	
F6	-13	3	3	-27
F5	-17	-33	-52	-28
F9	-14	-32	-28	-35
F14	-7	-31	-29	-30
S12	-13	-27	-29	-26
F8	-2	-20	-20	-20
Sète/Stade Michel	0			
Visé				1

Afin de voir et comprendre l'évolution du  $\delta^{11}\text{B}$  des eaux thermales, il est proposé d'estimer la valeur théorique en  $\delta^{11}\text{B}$  de ces eaux. Les études précédentes (Aquilina *et al.*, 2002) ont montré que les eaux thermales du forage F9 s'expliquent par un mélange à 70 % d'eaux karstiques et 30 % d'eaux de mer. La signature théorique des eaux thermales a été estimée à partir des eaux karstiques de CGE tennis, considérée comme les plus représentatives des eaux du karst sous couverture alimentant la péninsule de Balaruc-les-Bains. Ces dernières ayant des fortes variations au cours du temps, deux évolutions de mélange entre les eaux karstiques et les eaux de mer sont illustrées (figurée gris et noire sur les figures c et d). En comparaison des valeurs théoriques (considérant donc que la signature en  $\delta^{11}\text{B}$  des eaux thermales peut s'expliquer seulement par un mélange entre les eaux de mer et les eaux thermales), les eaux thermales sont enrichies en  $^{11}\text{B}$  et donc en  $\delta^{11}\text{B}$  et appauvri en B. Ces caractéristiques correspondent à un processus d'adsorption du Bore des eaux thermales sur des argiles ou de la matière organique. Ainsi le Bore et en particulier le  $^{10}\text{B}$  est piégé dans des sédiments argileux et/ou la matière organique, provoquant un fractionnement isotopique important qui privilégie l'isotope léger dans les phases solides et donc laisse évoluer la solution vers des valeurs de  $\delta^{11}\text{B}$  de plus en plus élevées. Ainsi, plus le processus sera abouti, plus les valeurs de  $\delta^{11}\text{B}$  seront hautes. **Au vu des connaissances géologiques du site, il peut être proposé que ces processus d'adsorption du bore se font soit (1) au toit du jurassique au contact avec la formation argilo-silteuse du Miocène soit (2) sur la première centaine de mètre de la formation jurassique, dans la partie karstifiée du réservoir plus ou moins comblée d'altérites d'origine Miocène.** En effet, le Jurassique a connu des phénomènes forts de karstification avant d'être recouvert par les sédiments du Miocène. Les cavités sont donc partiellement ou entièrement remplies de sédiments.

Les eaux karstiques ont des  $\delta^{11}\text{B}$  bien inférieurs aux eaux de mer et de pluies et des concentrations en Bore supérieures aux valeurs théoriques représentées par la droite de mélange entre les eaux de pluies et les eaux de mer. Ensemble, ces caractéristiques peuvent s'expliquer par des processus de désorption du Bore, provoquant une augmentation de la concentration du bore et en particulier du  $^{10}\text{B}$  (et donc une diminution du  $\delta^{11}\text{B}$ ), mais aussi en parallèle à la dissolution des roches carbonatées.



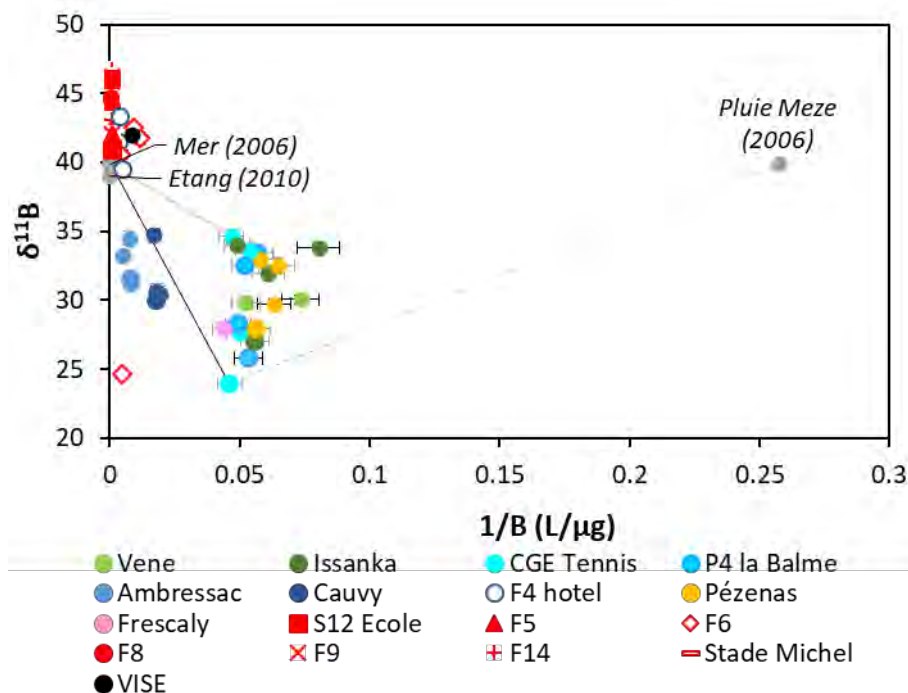


Figure 37 :  $\delta^{11}\text{B}$  en fonction de l'inverse de la concentration en B des échantillons de mars 2018 (barre d'erreur noire), d'août 2018, de mai 2019 et décembre 2019. Les mélanges entre l'eau de mer et CGE Tennis bas (en noire), entre l'eau de mer et CGE Tennis haut (en gris) et entre CGE Tennis bas et l'eau de pluie (en gris pointillé) y sont représentés. Les barres d'erreurs sont de 0,5 ‰ pour le  $\delta^{11}\text{B}$  et 10 % pour les concentrations en B.

Les eaux de Ambressac, Cauvy, F4 et F6 ont des caractéristiques intermédiaires sur les différentes figures entre les eaux thermales et les eaux karstiques, mettant en évidence que ces eaux proviennent essentiellement d'un mélange entre les eaux thermales et les eaux karstiques. Les eaux des sources d'Ambressac et Cauvy ont un excès de B par rapport au chlorure et des  $\delta^{11}\text{B}$  inférieurs aux eaux de mer, typique des eaux karstiques, alors que les eaux de F4 et F6 sont principalement en déficit de B et des  $\delta^{11}\text{B}$  supérieurs aux eaux de mer, comme pour les eaux thermales. Les processus d'interaction eau-roche affectant les signatures et les concentrations en bore, dans ce contexte, ce traceur ne peut pas être utilisé pour quantifier les proportions de mélange des différentes composantes (pôles karst, Mer, pole thermique) comme pour le strontium (cf. § 5.7.1).

### 5.7.3. Apport du Lithium

Les mesures en  $\delta^7\text{Li}$  dans les eaux des différents points de prélèvement de 2018, reporté en annexe 2, varient entre 12,00 ‰ (eau thermique F9) et 22,27 ‰ (Ambressac). Les eaux thermales (S12, F5, F9 et F14) ont des compositions peu variables en fonction des dates de prélèvement (HE et BE), comprises entre 12,00 ‰ et 12,54 ‰. Les eaux de F8 et Sète/Stade Michel se démarquent des autres eaux thermales avec des valeurs comprises entre 15,88 ‰ et 17,85 ‰. Les eaux karstiques ont une gamme de variations importantes, comprises entre 13,48 ‰ (Vène) et 22,27 ‰ (Ambressac). Enfin, les eaux des ouvrages F4 et F6, comme pour les outils présentés précédemment, ont des valeurs variables entre les eaux karstiques et thermales, avec une gamme de variation comprise entre 13,42 ‰ (F4 Hôtel) et 15,96 ‰ (F6).

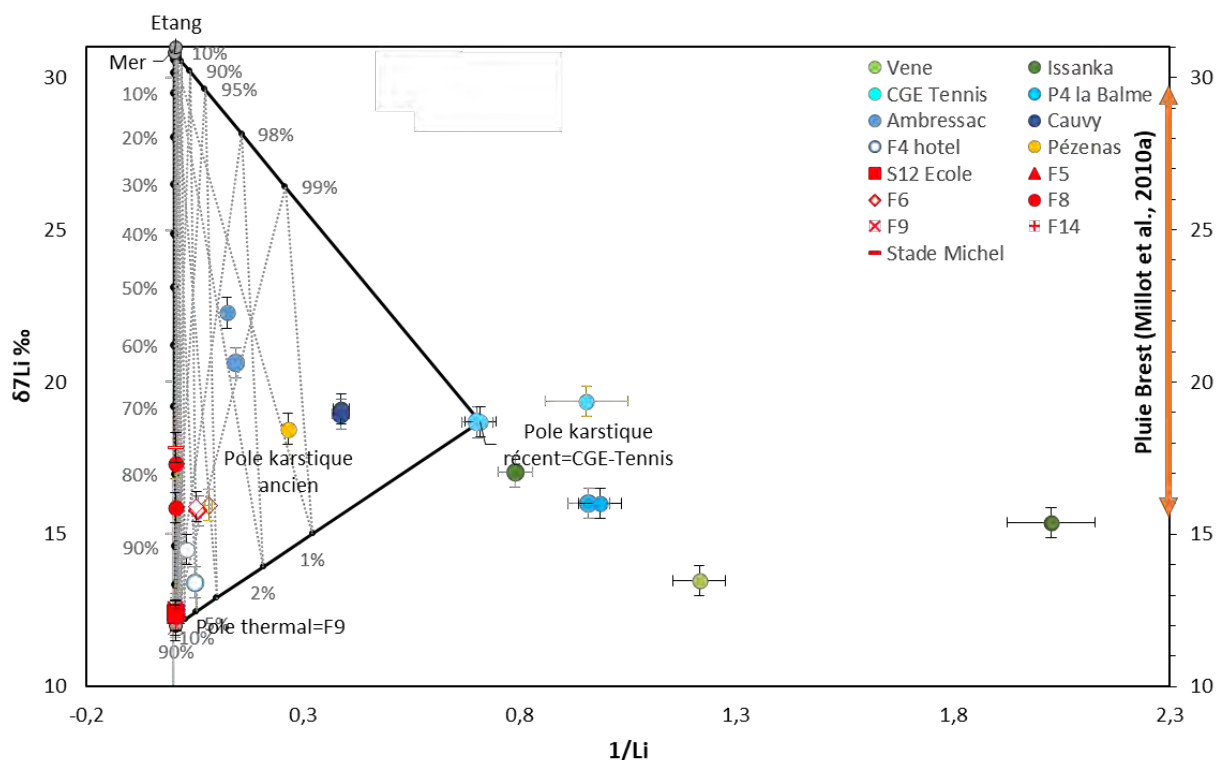


Figure 38 :  $\delta^7\text{Li}$  en fonction de l'inverse de la concentration en Li des échantillons de 2012 (barre d'erreur jaune), de mars 2018 (barre d'erreur noire) et d'août 2018 (barre d'erreur grise). Les proportions de mélange ont été estimées pour un mélange à trois pôles (thermal, karstique et marin). Les barres d'erreurs sont de 0,5 ‰ pour le  $\delta^7\text{Li}$  et 5 % pour les concentrations en B.

La représentation graphique du  $\delta^7\text{Li}$  en fonction de l'inverse de la concentration du Li (Figure 38) met en évidence que la quasi-totalité des eaux peut s'expliquer par un mélange à trois pôles avec un pôle marin, un pôle thermal et un pôle karstique. Le pôle marin est ici représenté par les eaux de l'étang qui présentent les mêmes caractéristiques que les eaux de mer (Figure 38). Le pôle thermal n'est pas connu. Toutefois la stabilité des valeurs au cours du temps des eaux thermales du forage F9 semble indiquer que ce pôle a une composition isotopique proche de 12,00 ‰. On suppose comme précédemment pour le strontium que le pôle thermal est ici représenté par les eaux du forage F9. De la même façon que pour les isotopes du strontium, nous proposons que les eaux de CGE Tennis et de P4 la Balme soient représentatives des eaux karstiques qui alimentent les eaux de Balaruc-les-Bains.

En considérant les différents pôles de mélange, les eaux thermales S12, F5, F9 et F14 sont composées entre 97 et 100 % d'eau provenant du pôle thermal, et jusqu'à 3 % d'eau de l'étang. Pour les eaux des forages F8 et Sète/Stade Michel, les proportions de mélange indiquent une contribution respectivement d'environ 15 % et d'environ 30 % d'eau du pôle marin actuel (Mer/Lagune). Ces résultats sont cohérents avec ceux apportés par les isotopes de strontium. Il ne semble pas qu'il y ait d'influence du pôle karstique actuel sur la composition isotopique en Li de ces eaux thermales.

Les eaux de F4, F6, Cauvy et Ambressac sont expliquées comme le résultat d'un mélange entre les trois pôles, avec une dominance d'eaux karstiques. Les eaux de F4 et F6 ont entre 5 à 10 % d'eau thermale, et 1 à 2 % d'eau du pôle marin actuel, potentiellement lié aux reliquats des eaux marines infiltrées lors des précédents épisodes d'inversac. Notons que l'influence du pôle d'eau thermique est plus importante en période de HE. Les eaux d'Ambressac sont un mélange entre 98 à 99 % d'eau karstique et 1 à 2 % d'eau thermique et d'eau marine. Enfin, Cauvy est majoritairement karstique (supérieur à 99 %) avec des traces d'eau thermique et marine. Ceci confirme les résultats des données de Sr et B.

Les eaux karstiques de la Vène, Issanka, CGE Tennis et P4 la Balme ont des signatures très variables entre elles, mais des signatures généralement stables entre les HE et BE. La variabilité en  $\delta^7\text{Li}$  des eaux karstiques peut s'expliquer par la grande variabilité des signatures des eaux de pluies. En effet, il a été montré que les eaux de pluies sont très variables au cours du temps, notamment en fonction de la direction des vents et de la distance à la mer. Millot *et al.* (2010c) par exemple ont montré que les eaux de pluies de la ville de Brest, peuvent varier entre 15 et 30 ‰. Dans notre cas, les eaux karstiques sont de plus rechargées par deux massifs montagneux différents (Massif de la Gardiole et causse d'Aumelas) ayant une distance à la mer différente.

La stabilité des signatures des eaux peut indiquer que le signal en Li des échantillons est lissé au cours de l'année. Ceci n'est toutefois pas valable pour Issanka. Pour ce point, l'échantillon en HE est plus faiblement concentré en Li ce qui suggère une plus forte contribution des eaux de pluies et/ou des eaux de surface (pertes du Coulazou). Les résultats obtenus par le lithium sont cohérents avec les observations faites en Sr pour ce même échantillon.

- **Apports des isotopes du lithium à la caractérisation des interactions eaux-roche**

Comme pour le B, l'apport de Li dans les eaux du site est essentiellement lié à des apports des eaux de pluie et des eaux de mer. Comme vu dans la partie sur les majeurs, les concentrations en Na s'expliquent simplement par la droite de dissolution de l'eau de mer. Ainsi, la différence entre la droite théorique de dilution de l'eau de mer (en gris sur la Figure 39) et les points mesurés met en évidence le lithium provenant des processus internes au système (cf. partie généralité Li). En considérant le Na comme traceur de l'eau de mer, il est possible d'estimer la concentration du Li théorique marin et donc d'exprimer la contribution marine du lithium dans les échantillons :

$$[\text{Li}]_{\text{marin}} = Na_{\text{ech.}} \times \left[ \frac{[\text{Li}]}{[\text{Na}]} \right]_{\text{marin}} \quad \text{Équation 10}$$

$$[\text{Li}]_{\text{apport}} = [\text{Li}]_{\text{ech.}} - [\text{Li}]_{\text{marin}} \quad \text{Équation 11}$$

$$[\text{Li}]_{\text{ech}} = x_{\text{apport}} \cdot [\text{Li}]_{\text{apport}} + (1 - x_{\text{apport}}) \cdot [\text{Li}]_{\text{marin}} \quad \text{Équation 12}$$

Où  $[\text{Li}]_{\text{marin}}$  et  $[\text{Na}]_{\text{marin}}$  sont les concentrations en Li et Na des eaux de mer,  $[\text{Li}]_{\text{ech.}}$  et  $[\text{Na}]_{\text{ech.}}$  les concentrations mesurées en Li et Na des échantillons et  $[\text{Li}]_{\text{apport}}$  la concentration en Li estimée dans l'échantillon due aux processus physico-chimiques dans le système.

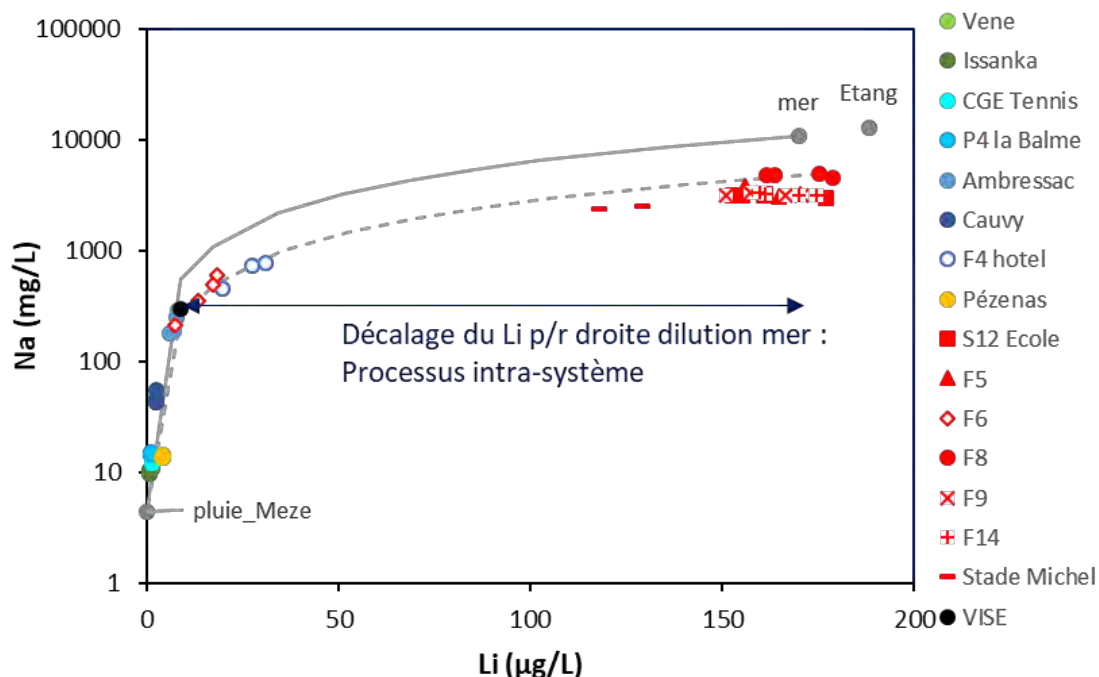


Figure 39 : Diagramme des concentrations en Na (mg/L) en fonction des concentrations en Li (µg/L).

Les proportions d'eau de mer estimées par les concentrations en Li et Na sont présentées en Tableau 10. Les eaux thermales (F5, F9, F14 et S12) contiennent entre 29 et 32 % d'eau de mer, et les eaux de F8 et Sète/Stade Michel entre 46 et 59 %. Les proportions ainsi estimées sont cohérentes avec celles estimées par Aquilina *et al.* (2002), et confirment que F8 et Sète/Stade Michel sont particuliers par rapport aux autres eaux thermales.

Tableau 10 : Estimation de la contribution marine et d'un apport externe du lithium des données de 2018.

Points de prélèvement	% Eau de mer		% apport externe	
	HE	BE	HE	BE
F4 hôtel	40	37	60	63
F6	53	46	47	54
F5	31	30	69	70
F9	29	30	71	70
F14	29	29	71	71
S12	32	27	68	73
F8	46	40	54	60
Sète/Stade Michel	59	30	41	70

La question qui se pose à ce stade concerne l'origine du surplus de Li dans les eaux thermales, estimé par l'Équation 11. La signature isotopique  $\delta^7\text{Li}$  de cet apport peut être estimée par les équations :

$$\delta^7\text{Li}_{ech} = \frac{x_{apport} \cdot \delta^7\text{Li}_{apport} \cdot [\text{Li}]_{apport} + (1 - x_{apport}) \cdot \delta^7\text{Li}_{marin} \cdot [\text{Li}]_{marin}}{x_{apport} \cdot [\text{Li}]_{apport} + (1 - x_{apport}) \cdot [\text{Li}]_{marin}} \quad \text{Équation 13}$$

D'où

$$\delta^7\text{Li}_{apport} = \frac{\delta^7\text{Li}_{ech} \cdot [\text{Li}]_{ech} + (x_{apport} - 1) \cdot \delta^7\text{Li}_{marin} \cdot [\text{Li}]_{marin}}{[\text{Li}]_{ech} + (x_{apport} - 1) \cdot [\text{Li}]_{marin}} \quad \text{Équation 14}$$

Les concentrations et  $\delta^7\text{Li}$  obtenus sont présentées ci-dessous.

Tableau 11 : Estimation des concentrations en Li et la signature  $\delta^7\text{Li}$  apportés.

	Mars 2018		Août 2018	
	[Li] (µg/L)	$\delta^7\text{Li}$ (‰)	[Li] (µg/L)	$\delta^7\text{Li}$ (‰)
F9	121	-2	117	-2
F14	125	0	120	-2
F5	112	-4	116	-2
S12	110	-5	130	1

Les roches carbonatées sont connues pour avoir des concentrations en Li négligeables. Les processus d'interaction eau-roche avec la roche encaissante ne peuvent donc pas expliquer ce surplus en Li. La signature théorique en  $\delta^7\text{Li}$  de l'apport externe en Li serait comprise entre -5 et 1 ‰, valeurs représentatives des roches granitiques (cf. Figure 7). **Au vu de la géologie de la zone d'étude, seul un apport d'un flux d'eau du socle granitique peut apporter une telle contribution (environ 70 % du Li) et des signatures  $\delta^7\text{Li}$  si basses.**

#### 5.7.4. Apport du Radon $^{222}\text{Rn}$

Les données de  $^{222}\text{Rn}$  informent sur les interactions eaux roches (cf. partie 4.1.5). La quasi-totalité des eaux du bassin ont des teneurs en  $^{222}\text{Rn}$  inférieures à 10 Bq/L, à l'exception des eaux des ouvrages S12, F6 et F4 (à certaines périodes). Les activités du  $^{222}\text{Rn}$  dans les eaux karstiques s'expliquent facilement par la grande mobilité du Rn et sa production dans les sols, les sédiments résiduels dans les cavités karstiques peu profondes et/ou les (hydr)oxydes de Mn-Fe enrichis en uranium, thorium ou radium dans les fractures (Condomines *et al.*, 2012). Les études précédentes ont interprété la présence de  $^{222}\text{Rn}$  dans les eaux thermales comme due à l'apport d'eau karstique. La nouveauté de ce traceur dans cette présente étude concerne les eaux de S12, F4 et F6. En effet, dans ces eaux, les concentrations peuvent atteindre 80 Bq/L. Contrairement à tous les outils présentés précédemment, le  $^{222}\text{Rn}$  de ces eaux ne peut pas s'interpréter par un mélange entre des eaux karstiques et thermales, et doit donc faire intervenir des processus spécifiques à ces forages. En particulier, la lithologie traversée par ces ouvrages est différente des autres ouvrages du site, et peut expliquer les fortes activités du  $^{222}\text{Rn}$ .

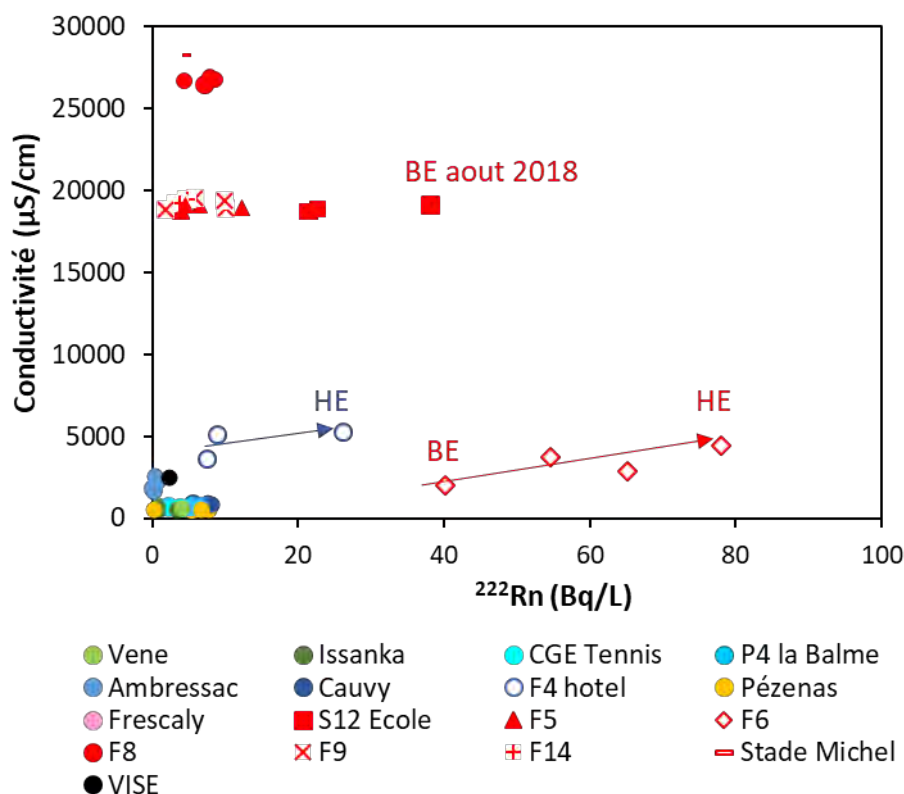


Figure 40 : Conductivité en fonction du  $^{222}\text{Rn}$  des eaux du bassin de Thau sur la période 2018-2019.

La zone de prélèvement du forage F6 mobilise principalement les eaux en contact avec les marnes jaunes, bleues et les conglomérats du Miocène (Figure 41). Il a été aussi mis en évidence que le forage F6 a une bonne connexion avec les eaux du Jurassique sous-jacent. De même, les eaux des forages S12 et F4 mobilisent les eaux au toit du Jurassique, à l'interface entre le Jurassique et le Miocène (Figure 41). Nous proposons donc ici que les fortes activités de  $^{222}\text{Rn}$  soient liées aux échanges avec les minéraux argileux du Miocène et en particulier au niveau de l'interface Jurassique-Miocène. Dans le cas de F4 et F6, les eaux de mars 2018 (HE) ont des activités de  $^{222}\text{Rn}$  supérieures aux basses eaux. Ce résultat montre l'arrivée d'une contribution majoritaire d'eau ayant circulé au contact des marnes, au toit de la formation en périodes de hautes eaux.

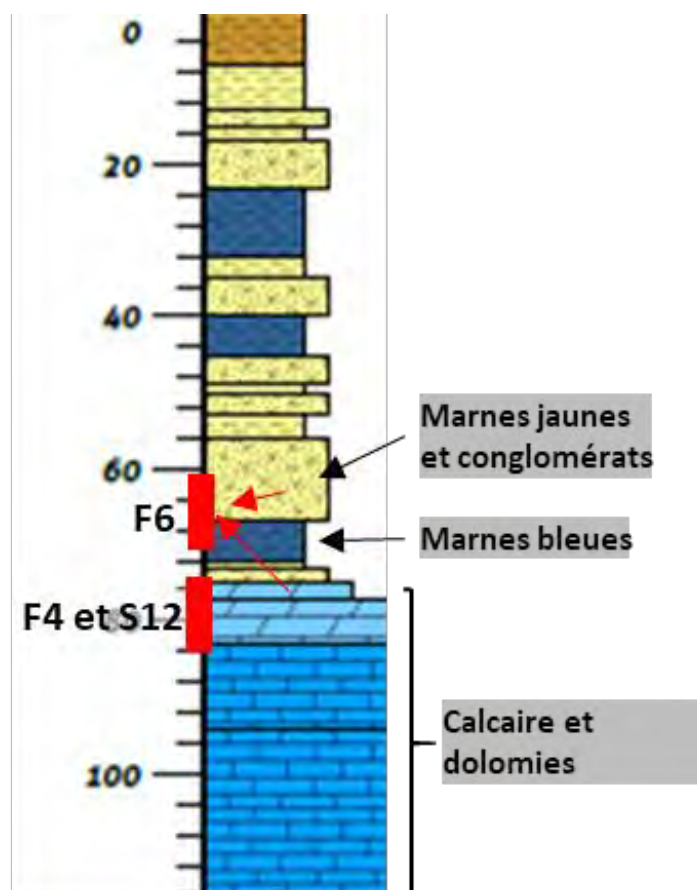


Figure 41 : Extrait de la coupe géologique de l'ouvrage DemT1 (cf. L10-BRGM/RP-70842-FR) localisant les zones de prélèvement et les arrivées d'eau de F6, S12 et F4 (source: données BRGM et Antea).

## 5.8. APPORT DES GAZ NOBLES À LA CARACTÉRISATION DES PROCESSUS DE RECHARGE

Les données des concentrations en Ar et Ne des eaux étudiées sur la période 2018-2019 sont reportées sur l'abaque de Heaton et Vogel (1981) afin d'estimer les températures de recharge et l'excès d'air (EA) des eaux. Dans le cas du système de Thau, l'utilisation additionnelle de l'azote pour mieux contraindre ces paramètres n'a pas donné de résultats concluants compte tenu de modification des teneurs en N<sub>2</sub> par des processus de dégradation de nitrates.

Les données de décembre 2019 ont été dupliquées afin de tester la variabilité analytique des concentrations. Les données sont généralement bien reproductibles validant les résultats.

La température de recharge des points karstiques sous l'influence d'eau récente (Cauvy, Issanka, Vène, CGE, P4) est estimée à 15 +/-2 °C. Cette valeur est cohérente avec la température moyenne annuelle mesurée à la source de la Vène ( $T_{\text{moyenne}} = 15,8 \text{ °C}$  ; variation entre 15,4 et 16,0 °C), représentative de la température dans la zone de recharge du système. Ces températures sont toutefois variables au cours des conditions hydrologiques, les températures de recharge calculées avec l'argon peuvent fluctuer de 10 °C pour des recharges en hiver jusqu'à 25 °C lors de recharges en automne (Figure 42). Ces variations sont cohérentes avec les températures de l'air pendant ces différentes périodes. En basses eaux (août 2018 et mai 2019), les températures de recharge des eaux karstiques sont proches de 15 °C, c'est-à-dire la moyenne annuelle des températures atmosphériques locales. Ceci est particulièrement visible pour les eaux de CGE Tennis, Cauvy et Issanka (uniquement en mai 2019 car en août 2018, Issanka a des niveaux piézométriques caractéristiques des HE, cf. Figure 21), indiquant qu'en basses eaux, ces eaux ne sont pas sous influence de contributions rapides et caractérisent bien l'eau souterraine du réservoir.

L'excès d'air (EA) des eaux karstiques (Cauvy, Issanka, Vène, CGE, P4) confirme les observations des données des températures, mettant en évidence les influences dues aux conditions hydrologiques et en particulier l'influence des niveaux piézométriques. En effet, en mars 2018 (HE), l'EA est faible (inférieur à 2 ml/L), mettant en évidence de faibles mises en charge du karst. Au contraire, en décembre 2019 les recharges automnales ont provoqué une forte augmentation des niveaux piézométriques après une longue période d'étiage associée à une nette augmentation de l'EA, l'air piégé dans la porosité étant mis en solution sous l'effet de la pression hydrostatique (cf. schéma conceptuel de formation de l'excès d'air, Figure 8).



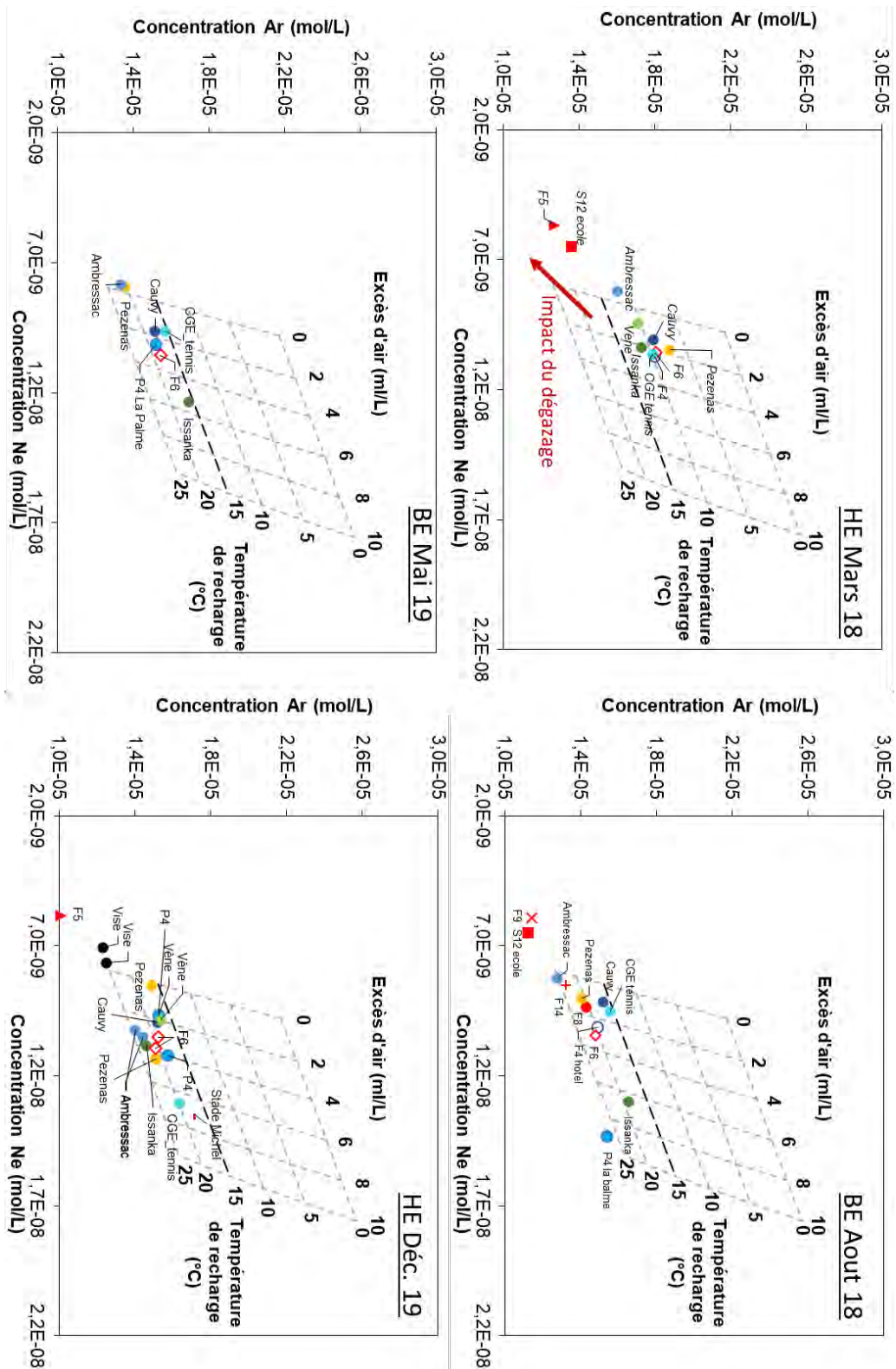


Figure 42 : Concentration en Ar et Ne des eaux étudiées sur la période 2018-2019 reportées sur la grille de Heaton et Vogel (1981). La valeur moyenne du bassin de 15 °C est illustrée par une ligne tiretée noire. L'impact théorique du dégazage est mis en évidence par la flèche bordeaux.

Les eaux thermales ont des valeurs d'EA faibles, voire inférieures à 0 ml/L (aussi visible à Pézenas en Mai 2019), et des températures de recharge élevées, supérieures aux températures théoriques attendues pour des eaux anciennes. En effet, d'après les études antérieures (Aquilina *et al.*, 2002), l'âge des eaux thermales prélevées dans les forages (F5, F8, F9, S12, F14) serait élevé (plusieurs milliers à dizaines de milliers d'années). Selon les informations d'études régionales (Saltel *et al.*, 2019, Huneau *et al.*, 2001), les signatures isotopiques (d18O) des eaux de recharge ancienne (>10 000 ans) sont appauvries en isotopes lourds par rapport aux eaux de la période actuelle. Les températures des eaux de recharges les plus froides sont enregistrées pour la fin du stade isotopique marin (MIS<sup>5</sup>) 3 et le MIS 2, c'est-à-dire entre 36 et 18 ka cal BP. Dans la zone aquitaine (Saltel *et al.*, 2019), une forte augmentation de la température des eaux de recharge ( $\Delta T = 5.9 \pm 0.9$  °C) est observée entre l'Holocène et le dernier âge glaciaire (12 000 ans) en accord avec les résultats d'autre études en Europe. Dans ce contexte, on suppose que ce contraste de température entre l'Holocène et le dernier âge glaciaire a également existé pour le contexte méditerranéen. Pour les eaux de Pézenas âgée de 7 000 (âge 14C), on suppose que la température des eaux de recharge devait être au moins de 2 °C inférieure aux températures moyennes actuelles, de l'ordre de 13 +/- 2 °C. Le décalage entre les valeurs théoriques et les valeurs mesurées de ces eaux peut s'expliquer par l'impact de la présence de CO<sub>2</sub> dans les eaux thermales. En effet, lors d'apport de CO<sub>2</sub> dans les eaux (dans notre cas d'origine profonde en provenance du socle sous-jacent aux formations jurassiques), les gaz dissous dans l'eau s'équilibrent avec cette phase gazeuse entraînant un dégazage des gaz dissous dans l'eau et donc une diminution de leur concentration et à l'inverse une dissolution du CO<sub>2</sub> gazeux. C'est ce processus qui est supposé également responsable des valeurs nulles ou négatives d'EA observées sur les forages thermaux. Enfin, on observe que les eaux de F8 ont un EA supérieur à 0 ml/L (Figure 42), suggérant une influence faible du CO<sub>2</sub> d'origine profonde. Ceci conforte l'hypothèse qu'un apport d'eau non impactée par du CO<sub>2</sub> profond alimente ce forage (apport de 15 à 30 % d'eau marine de type eau de mer actuelle).

---

<sup>5</sup> « MIS » : *Marine isotope stages*, sont des épisodes climatiques définis à partir des signatures (18O/16O) mesurées au sein de carottes de sédiments marins ou dans les calottes glaciaires. Ce rapport est lié à la température locale ainsi qu'au volume global de glace sur les continents. Au cours du [Quaternaire](#), les variations cycliques de ce rapport traduisent des changements climatiques liés au forçage orbital du climat

Tableau 12 : Estimations graphiques des températures des eaux étudiées sur la période 2018-2019.

Points prélèvements	de	Température (°C)				Moyenne
		Mars 2018	Aout 2018	Mai 2019	Déc. 2019	
Vène		10,5			16	13
Issanka		11	18,5	16	23	17
CGE tennis		10,5	16	15	20	15
P4 la balme			27	18	18	18,5
Ambressac		12	25	21	23	24
Cauvy		9	16	17	17	15
Pézenas		7	21	20	16	22
<i>Moyenne :</i>		10	21	18	19	16
F5		19,5			30	
F8			21			
F9			26			
F14			24			
S12 école		17,5	28			
Sète/Stade Michel					18	
<i>Moyenne :</i>		19	25		24	
F4 hôtel		10	20			
F6		10	21	17	19	21
<i>Moyenne :</i>		10	21			17
Vise					25	

La source d'Ambressac présente des températures de recharge très variables et élevées (pouvant atteindre 25 °C) et des EA parfois négatifs. Ces résultats mettent en évidence l'influence de dégazage par l'apport de CO<sub>2</sub> et donc une contribution d'eau thermique. On observe également ce phénomène sur l'eau de la Vise alors qu'il est peu visible pour les eaux des forages F4 et F6, pourtant également influencées par les eaux thermales (environ 10 % d'après les traceurs isotopiques contre 1 à 2 % pour Ambressac). Pour la Vise, on ne peut pas exclure que la pompe à dépression utilisée pour remonter l'eau sur le rivage au lieu de prélèvement provoque un léger dégazage (cf. L10, RP-70842-FR).

## 5.9. APPORT DES TRACEURS DE DATATION

### 5.9.1. Chlorofluorocarbures (CFC) et l'hexafluorure de soufre (SF<sub>6</sub>)

Les données des concentrations en CFC et SF<sub>6</sub> mesurées en pmol/L puis converties en pptv sont données en annexe 2, et illustrées en Figure 43 et Figure 44. La conversion des données en pptv est très sensible à la température de recharge avec une erreur estimée de 5 %/°C et, dans le cas du SF<sub>6</sub> aussi à l'excès d'air (EA). La température moyenne du bassin, estimée à 15 °C, a été utilisée pour les eaux karstiques récentes. Pour les eaux plus profondes et plus anciennes, une température de 13 °C a été appliquée (voir partie 5.8 pour plus de détails). Une correction de l'EA a été appliquée aux teneurs en SF<sub>6</sub>, sauf pour les eaux ayant un EA négatif. Enfin, une altitude moyenne de recharge de 250 m a été considérée pour la zone d'étude (altitude moyenne du causse d'Aumelas et de la Gardiole).

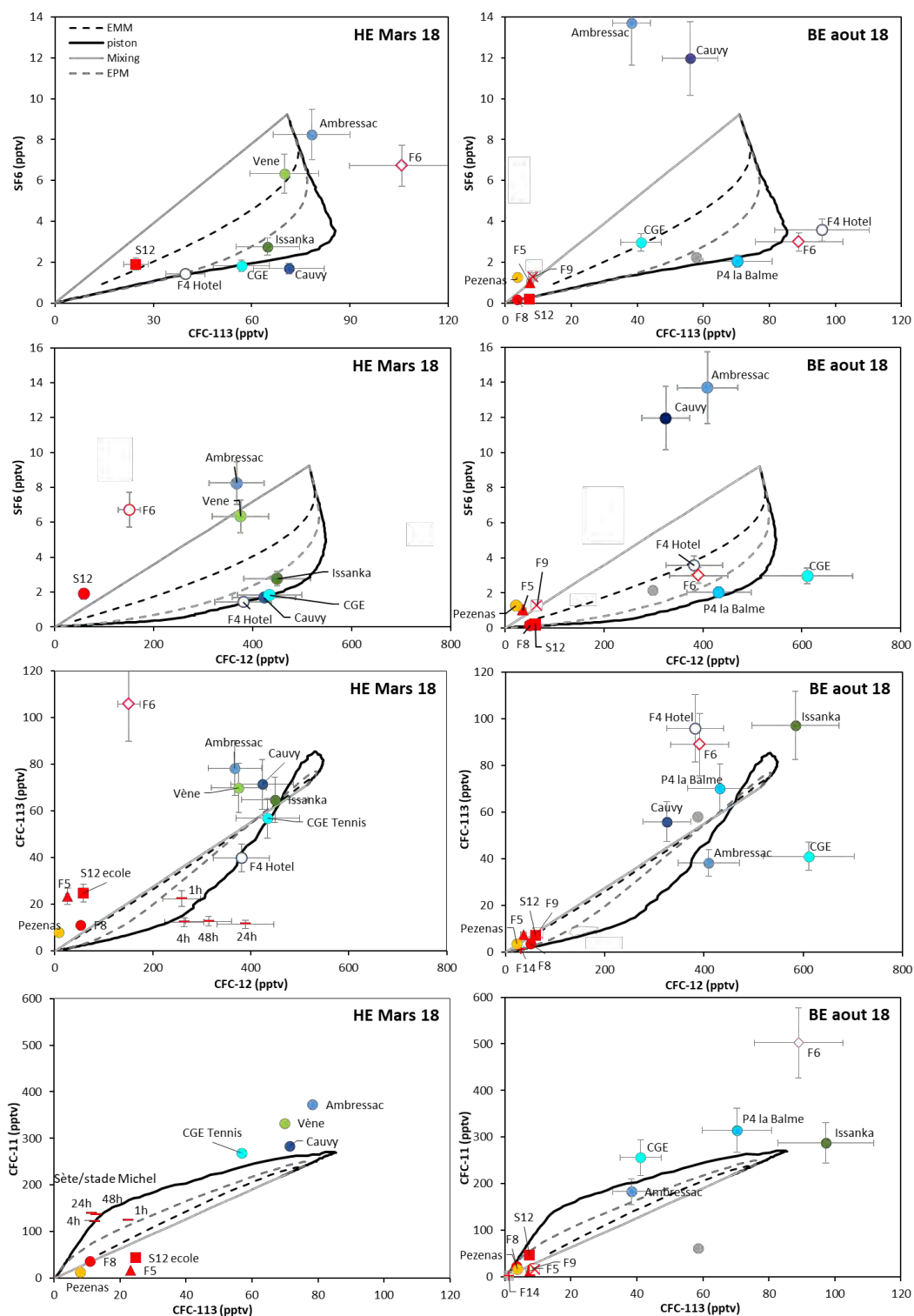


Figure 43: Représentation graphique des résultats de  $SF_6$ , CFC-11, CFC-12 et CFC-113 des eaux étudiées en mars et aout 2018. Une barre d'erreur de 15 % a été appliquée correspondant à 3°C de variation dans la conversion des résultats en pptv. Pour les échantillons en dessous des limites de détection les valeurs de ces limites ont été attribuées afin de permettre leur visualisation sur les graphiques (0,05 pmol/L pour les CFC et 0,06 fmol/L pour le  $SF_6$ ). Le point gris en Mars 2018 correspond au valeur de Sète/stade Michel en Dec. 2019.

### a) Apport des CFC et du SF<sub>6</sub> à la compréhension des eaux thermales de Balaruc et profondes de Pézenas

Les eaux thermales (F5, F8, F9 et S12) ainsi que les eaux de Pézenas ont des concentrations en CFC et SF<sub>6</sub> très basses, proches des limites de détections, **confirmant qu'il s'agit d'eaux majoritairement anciennes**. Toutefois, la présence de ces gaz anthropiques dans les eaux thermales, même si les concentrations sont très faibles, confirme l'existence d'un mélange avec une faible proportion d'eau récente (i.e. inférieure à 70 ans, c'est-à-dire depuis l'apparition des CFC-SF<sub>6</sub> dans l'atmosphère). Le choix d'un modèle de circulation des eaux (courbes sur la Figure 43) n'est pas possible sur la base des modèles car pour de si faibles concentrations, il est difficile de discriminer les différents modèles. Toutefois, grâce aux études précédentes, il peut être proposé que les concentrations en CFC et SF<sub>6</sub> mesurées dans les eaux thermales s'expliquent par des mélanges binaires entre un pôle dépourvu de gaz anthropiques (antérieur à l'apparition des CFC-SF<sub>6</sub> dans l'atmosphère) et un pôle supposé actuel (données de 2019). À titre indicatif, les proportions de mélange sont présentées dans le Tableau 13. Toutefois, les concentrations étant très basses, il est difficile de certifier que le pôle récent est actuel ou de plusieurs dizaines d'années.

Les eaux de Sète/stade Michel ont des concentrations en gaz anthropique bien supérieures aux autres eaux thermales (Figure 43). Ceci montre que par rapport aux forages thermaux de la presqu'île, le forage de Sète est alimenté en partie par des eaux contenant des CFC-SF<sub>6</sub>, et donc récentes (postérieurs aux années 1940).

Tableau 13 : Proportion (%) d'eau récente (2019) et ancienne, antérieur à 1940 des eaux thermales et Pézenas. Les valeurs en rouge soulignent la contamination en CFC-113.

Points de prélèvements	Date	Proportion (%) d'eau récente (2019)					Proportion (%) d'eau ancienne (avant 1940)				
		SF <sub>6</sub>	CFC-12	CFC-11	CFC-113	Moy.	SF <sub>6</sub>	CFC-12	CFC-11	CFC-113	Moy.
F5	26/03/2018		5	8	<b>33</b>	<b>6</b>		95	92	<b>67</b>	<b>94</b>
F5	28/08/2018	11	7	6	11	<b>9</b>	89	93	94	89	<b>91</b>
F8	26/03/2018		10	16	16	<b>14</b>		90	84	84	<b>86</b>
F8	28/08/2018		10	10	5	<b>8</b>		90	90	95	<b>92</b>
F9	28/08/2018	13	13	8	12	<b>11</b>	87	87	92	88	<b>89</b>
F14	28/08/2018		6	1	2	<b>3</b>		94	99	98	<b>97</b>
Pézenas	26/03/2018		2	6	<b>11</b>	<b>4</b>		98	94	<b>89</b>	<b>96</b>
Pézenas	28/08/2018	13	4	8	5	<b>8</b>	87	96	92	95	<b>92</b>
S12-école	28/03/2018	19	11	20	<b>35</b>	<b>17</b>	81	89	80	<b>65</b>	<b>83</b>
S12-école	30/08/2018		12	22	10	<b>15</b>		88	78	90	<b>85</b>

### b) Apport des contaminations anthropiques en CFC et SF<sub>6</sub> à la compréhension des circulations des eaux de la presqu'île de Balaruc-les-Bains

Les eaux karstiques de la Vène, Issanka, CGE Tennis, P4 la Balme, Ambressac et Cauvy ont des concentrations fortes en CFC et SF<sub>6</sub>, caractéristiques des eaux récentes (i.e. postérieures à leur utilisation industrielle des années 1940, Figure 11). L'observation des résultats sur la Figure 44 met en évidence que certains de ces gaz dissous présentent des concentrations supérieures aux valeurs maximales atmosphériques, ce qui indique que les eaux ont subi une contamination localement (décharge sauvage ?). Dans ce contexte, les informations données par les gaz dissous doivent donc être interprétées avec prudence, l'estimation des temps de résidence étant impossible lorsque des contaminations ou des dégradations sont mises en évidence. Toutefois, les pollutions peuvent informer et tracer les chemins des circulations des eaux, ce qui sera mis à profit pour mieux comprendre l'organisation des écoulements et/ou mélanges notamment au sein de la presqu'île de Balaruc.

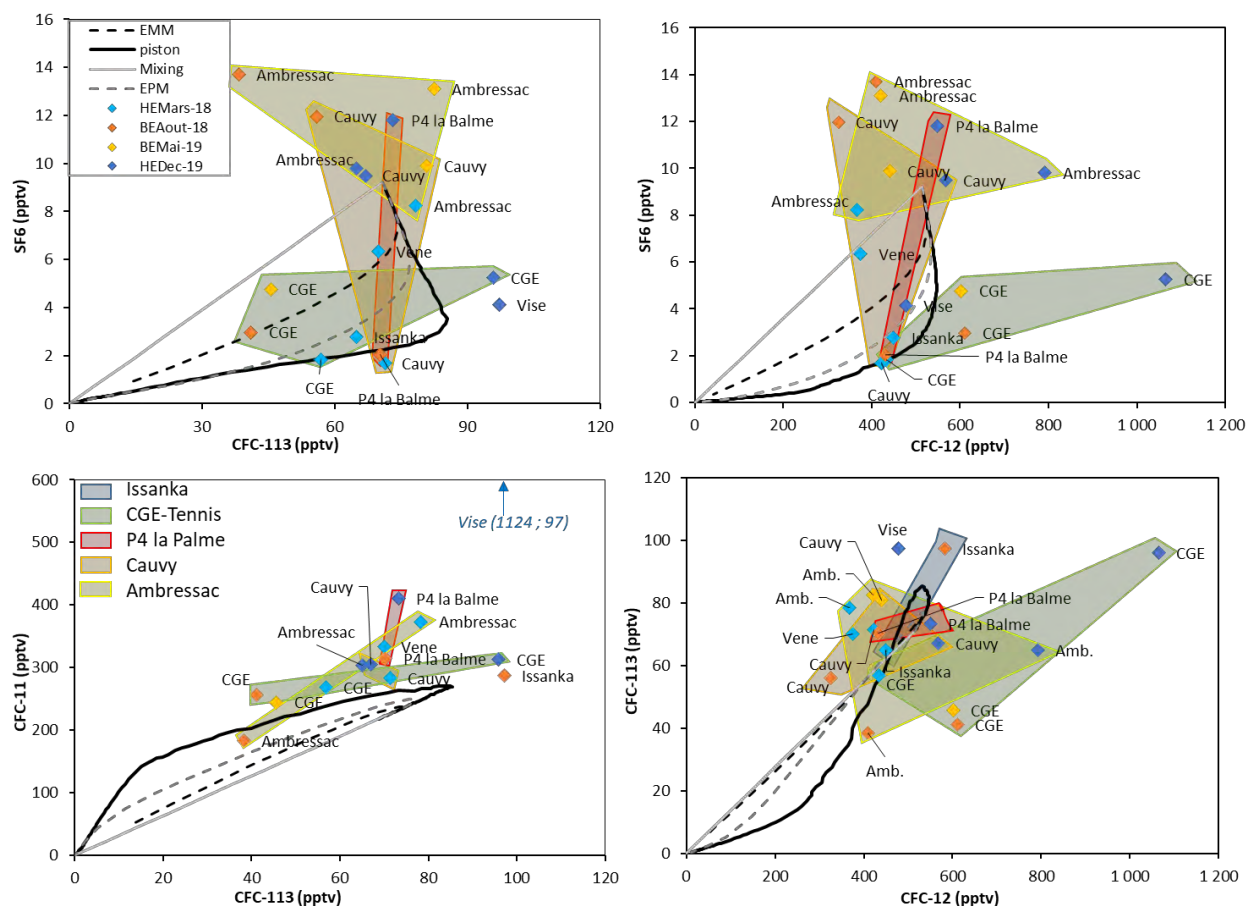


Figure 44 : Représentation graphique des résultats de SF<sub>6</sub>, CFC-11, CFC-12 et CFC-113 des eaux karstiques récentes des campagnes 2018-2019.

Le Causse d'Aumelas est représenté dans notre étude par les eaux de la Vène et d'Issanka. Ces eaux sont caractérisées par des concentrations légèrement supérieures aux valeurs théoriques en CFC-11 et CFC-113. Les données de la Vène en SF<sub>6</sub> et CFC-12 (mars 2018) semblent indiquer un mélange binaire entre des eaux récentes actuelles (63 - 73 %) et des eaux anciennes, supérieures à 70 ans (27 - 37 %). Ceci est cohérent avec les valeurs bactériologiques mettant en évidence une contamination en coliformes, traduisant l'existence d'un flux rapide alimentant le trop-plein de Vène vraisemblablement en lien avec les pertes du Coulazou en période de crue.

Les basses eaux (août 2018 et mai 2019) d'Ambressac et Cauvy, dont les zones de recharge ont été proposées provenir du massif de la Gardiole, sont affectées par des pollutions en SF<sub>6</sub>. Ainsi, le SF<sub>6</sub> peut permettre de tracer les circulations d'eaux depuis la Gardiole. En HE, les eaux d'Ambressac sont moins affectées par les pollutions en SF<sub>6</sub>, mettant en évidence un apport important d'eau sans pollution et plus ancien. Ces eaux sont aussi marquées par des conductivités électriques et des concentrations en Cl, Na et K plus élevées prouvant qu'en HE, les eaux thermales affectent les signatures d'Ambressac. Ceci est aussi en cohérence avec les données isotopiques qui montrent l'apport plus important d'eau thermique en HE dans ce forage (cf. schéma Figure 43). L'impact seul des eaux thermales n'explique pas les valeurs de Cauvy. En effet, la diminution des concentrations en SF<sub>6</sub> est beaucoup plus importante pour les eaux de Cauvy qu'Ambressac alors que les résultats isotopiques ont montré que les eaux de Cauvy ont une proportion d'eau thermique moins importante.



**Une possibilité est qu'en HE, Cauvy soit aussi affecté par un réservoir local profond et ancien, ne contenant pas de contamination.** Il est aussi intéressant à noter que les eaux d'Ambressac en mars 2018 (très HE) sont fortement affectées par un apport de CFC-11, tout comme la Vise. Ceci peut mettre en évidence un flux local particulier.

Les eaux de P4 la Balme ont des signatures très variables dans le temps. En décembre 2019, les eaux de P4 la Balme sont affectées par la pollution en SF<sub>6</sub>, confirmant une recharge de ce forage par le massif de la Gardiole. En Août 2018 (BE), ce forage a des concentrations en CFC et SF<sub>6</sub> basses, proches des signatures d'Issanka et de Cauvy. **Comme pour Cauvy, ces eaux pourraient provenir du réservoir karstique local alimenté principalement par le massif de la Gardiole.**

L'impact de la pollution en SF<sub>6</sub> est aussi visible sur certains forages thermaux (Figure 45). Ceci met en évidence l'influence d'une composante karstique locale en provenance de l'impluvium de Cauvy sur certains points du système de la presqu'île de Balaruc-les-Bains (F6, S12). En particulier, il semblerait que les contaminations visibles en BE à Ambressac et Cauvy affectent les eaux des forages S12 et F6 avec un certain délai. Le suivi plus régulier des points de F6 et S12 en 2020 va pouvoir informer quant au délai de réponse de ces apports sur la presqu'île de Balaruc-les-Bains.

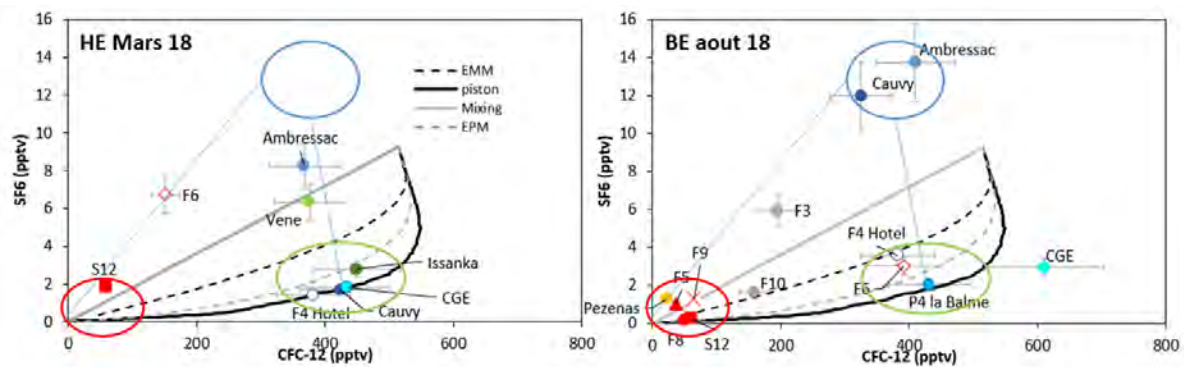


Figure 45 : Évidence d'une contamination local en SF<sub>6</sub> à Cauvy et Ambressac, affectant avec un décalage les eaux de F6 et S12.

### 5.9.2. Tritium (<sup>3</sup>H)

Les résultats du tritium (annexe 2, Figure 46) sont donnés en « unité de tritium » (U.T.) équivalent à une concentration d'un atome de tritium pour 10<sup>18</sup> atomes d'hydrogène. Les eaux karstiques « récentes » (Vène, Issanka, P4 la Balme, CGE Tennis, Cauvy et Ambressac) ont des valeurs comprises entre 2,0 et 3,7 UT. Les eaux thermales (F5, F8, F9, F14 et S12) et Pézenas ont des valeurs inférieures aux limites de détection (sauf S12 de mars 2018 avec une valeur de 0,6 UT). Enfin, les eaux de F4 et F6 ont des teneurs comprises entre 1,5 et 2,2 UT.

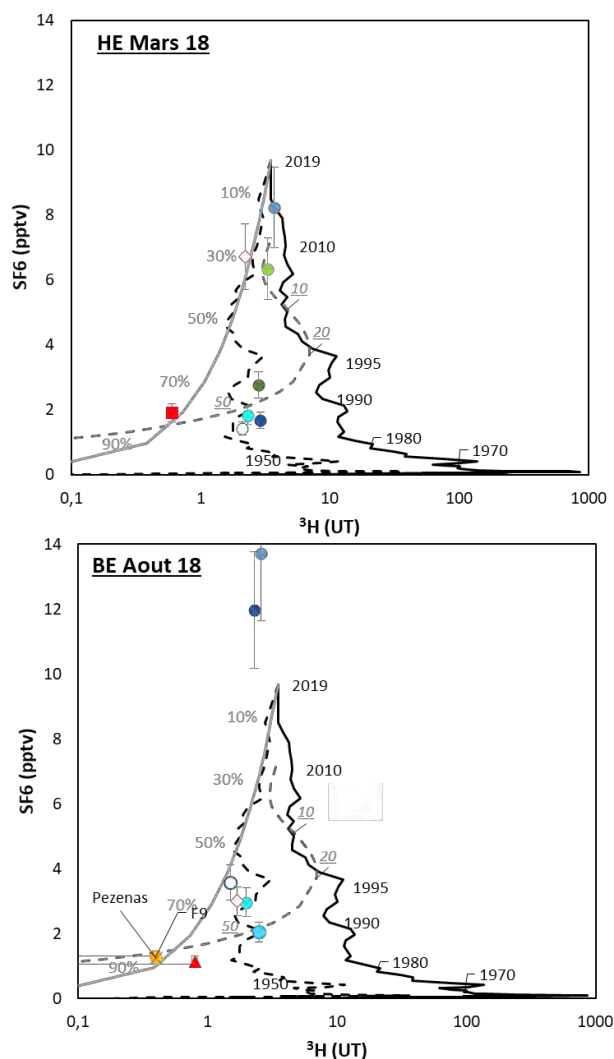


Figure 46 : Représentation graphique du SF<sub>6</sub> en fonction du <sup>3</sup>H des eaux étudiées en mars et août 2018. Une barre d'erreur de 15 % a été appliquée aux SF<sub>6</sub> et 0.1 UT pour le <sup>3</sup>H des eaux de surface. Pour les eaux thermales et Pézenas, le point correspond à la valeur maximale de l'échantillon, la valeur réelle étant en réalité inférieure (dans la barre d'erreur).

La Figure 46 illustre les résultats de tritium en fonction des concentrations en SF<sub>6</sub>, et présente également l'évolution théorique des concentrations calculées à l'aide des modèles de transfert piston et exponentiel. L'évolution théorique calculée par le modèle de mélange binaire (BMM) est également reportée, les pôles étant ici représentés pour des eaux récentes de 2019 et des eaux anciennes, sans SF<sub>6</sub> ni de <sup>3</sup>H (antérieures à 1945, Figure 11). Pour le tritium, la concentration atmosphérique considérée est celle mesurée à Thonon-les-Bains à laquelle a été apportée une correction d'un facteur de l'ordre de 50 % dans le but de correspondre avec les données de tritium disponibles à la station de Marseille (GNIP<sup>6</sup>). Le modèle PFM est ensuite corrigé (PFM décroissance <sup>3</sup>H) pour prendre en compte l'effet de la décroissance radioactive du tritium de l'eau dans l'aquifère.

<sup>6</sup>Global Network of Isotopes in Precipitation



L'impossibilité de mesurer le  $^3\text{H}$  des eaux thermales (F5, F8, F9, F14 et S12), de Pézenas et de Sète/Stade Michel met en évidence que l'essentiel de ces eaux sont anciennes, antérieures aux années 1940. Le forage S12 (mars 2018) présente une teneur de 0,6 UT qui témoigne d'un apport d'eau récente. De la même façon, les eaux de F4 et F6 peuvent être interprétées comme le résultat d'un mélange binaire. Les proportions de mélanges entre des eaux actuelles et des eaux antérieures à 1940 des eaux de S12, F4 et F6 sont données en Tableau 14.

*Tableau 14 : Estimation des proportions (en %) d'eau actuelle (2019) et ancienne (antérieure à 1940) des forages S12 école, F4 hôtel et F6.*

Point de prélèvement	$^3\text{H}$			
	% actuel		% ancien (avant 1940)	
	HE mars 18	BE aout 18	HE mars 18	BE aout 18
S12 école	17		83	
F4 hôtel	60	43	40	57
F6	63	49	37	51

L'environnement globalement urbanisé de la presqu'île de Balaruc ne permet pas d'utiliser les gaz anthropiques CFC pour la datation. La confrontation des données de tritium aux données du  $\text{SF}_6$  permet de renforcer les interprétations et estimations des âges tritium des eaux karstiques. Les signatures des eaux de la Vène s'expliquent par un apport d'eau récente, probablement dû à un mélange entre des eaux actuelles (environ 70 %) et des eaux anciennes (environ 30 %), ce qui confirme les résultats vus précédemment.

**Les eaux sous couverture (Issanka et CGE Tennis) ainsi que Cauvy (en HE) et P4 la Balme s'expliquent principalement par un modèle piston, avec une recharge entre 1985 et 1990.**

Il est intéressant de noter qu'en hautes eaux, CGE Tennis et Cauvy ont des caractéristiques proches, confirmant la contribution d'une même masse d'eau. En BE, comme vu avec les données en CFC- $\text{SF}_6$ , la datation des eaux de Cauvy et d'Ambressac n'est pas possible suite aux contaminations affectant ces points.

### 5.9.3. Carbone ( $^{14}\text{C}$ - $\delta^{13}\text{C}$ )

Les activités  $^{14}\text{C}$  mesurées dans le pôle karstique (Issanka, Vène, Ambressac, P4 la Balme, Cauvy CGE Tennis et la Vise) sont comprises entre 57 et 94 pcm avec des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  de -10,2 à -14,2 ‰. Le forage profond de Pézenas se démarque de ces eaux par une activité  $^{14}\text{C}$  faible (autour de 20 pcm) témoignant d'une eau plus ancienne et des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  enrichies (-9 ‰) indiquant l'influence de dissolution de carbonates à corriger. Enfin, les eaux thermales (F5 et F9) présentent les valeurs les plus faibles en  $^{14}\text{C}$  ( $\approx 5$  pcm) avec un fort enrichissement en  $\delta^{13}\text{C}$  (-4 ‰) comparable aux valeurs isotopiques du  $\text{CO}_2$  mantellique (-6 à -4 ‰ ; Figure 47).

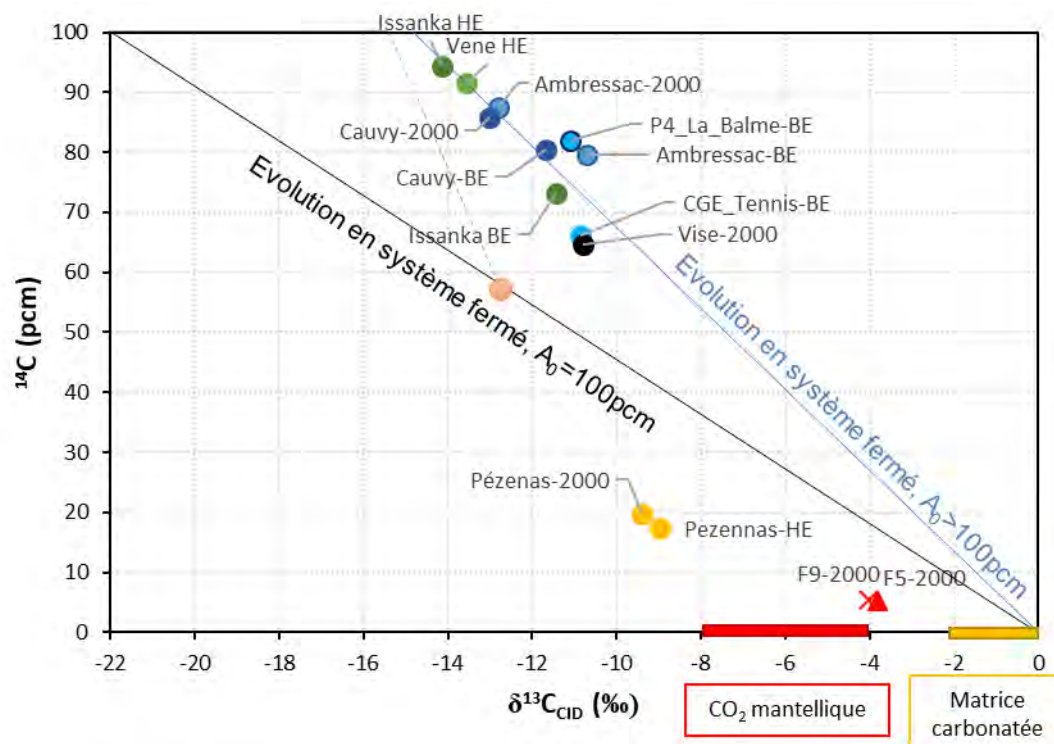


Figure 47 : Activités  $^{14}\text{C}$  (pcm) en fonction de la signature isotopique en  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  en ‰) des eaux des campagnes de février 2000, mars 2018 (Hautes Eaux) et août 2018 (Basses Eaux). Le rond orangé représente la signature théorique en  $^{14}\text{C}$  et  $^{13}\text{C}$  à l'équilibre d'une eau souterraine ayant évolué en système fermé dans une matrice carbonatée indépendamment d'effet de décroissance radioactive. La signature isotopique en C du pôle  $\text{CO}_2$  mantellique (Blavoux et al. 1982), et matrice carbonatée sont représentées en rouge et jaune respectivement.

De manière théorique, la signature en  $^{14}\text{C}$  d'une eau qui a évolué dans un système carbonaté provient à 50 % de la signature du  $\text{CO}_2$  gazeux du sol et à 50 % de la signature de la roche carbonatée. Ainsi, dans un système où la valeur de l'activité  $^{14}\text{C}$  atmosphérique actuelle est de 100 pmc et l'activité de la roche carbonatée est de 0 pmc, la signature théorique en  $^{14}\text{C}$  serait de 50 pmc (Rond orangé sur la Figure 47 ; Appello and Postma, 2005 ; Clark and Fritz, 1997, Han and Plummer, 2016 ; Han et al., 2012). Par la suite, si les eaux circulent dans un système non saturé (i.e. les eaux sont en contact avec le  $\text{CO}_2$  atmosphérique présent dans le sol), le carbone inorganique dissous va échanger avec le  $\text{CO}_2$  du sol. La signature en  $^{14}\text{C}$  des eaux tend à revenir à la signature en  $^{14}\text{C}$  du sol, suivant la ligne grise en pointillé (Figure 47). Inversement, si les eaux évoluent dans un système fermé (ie dans la zone saturée où les eaux sont isolées du réservoir de  $\text{CO}_2$  du sol, ou d'autre apport de  $\text{CO}_2$ ), seuls les échanges avec la roche (précipitation-dissolution, droite noire sur la Figure 47) et le temps impacteront les valeurs en  $^{14}\text{C}$ . Le temps n'impactant pas les valeurs en  $\delta^{13}\text{C}$ , celui-ci se traduirait dans la Figure 47 par une droite verticale (trait jaune dans le cas de Pézenas). Afin de pouvoir dater correctement les eaux par la méthode de  $^{14}\text{C}$ , il est donc essentiel de bien comprendre les processus en jeu pour chaque échantillon. L'utilisation des modèles présentés en partie 0 permet d'estimer la valeur  $A_0$ , c'est-à-dire la valeur théorique corrigée des processus cités ci-dessus.

### a) Les eaux karstiques

Dans les eaux karstiques du système de Thau, les valeurs théoriques de  $A_0$  calculées selon les modèles de Tamers, Pearson et Fontes & Garnier, s'échelonnent entre 46 pcm (CGE-Tennis) et 72 pcm (Issanka) avec des valeurs moyennes de 60 pcm (Tamers), 53 pcm (Pearson) et 56 pcm (Fontes & Garnier). Ces valeurs de  $^{14}\text{C}$  initiales ( $A_0$ ) estimées par les modèles sont inférieures aux données mesurées (entre 66 pcm pour CGE-Tennis et 94 pcm pour Issanka), ce qui est incohérent. Ce résultat met en évidence que la **valeur de l'activité atmosphérique actuelle** de 100 pcm qui a été utilisée dans le calcul des  $A_0$  théoriques **est sous-estimée**. Ces eaux souterraines ont donc été en contact avec l'atmosphère lorsque celle-ci était enrichie en  $^{14}\text{C}$  par les essais thermonucléaires dans la haute atmosphère (illustré en Figure 11). Ceci est en cohérence avec la datation par les gaz anthropiques qui a montré que les temps de résidence étaient d'une trentaine d'année pour les eaux de la recharge karstique. En Effet, à cette époque, l'activité du  $^{14}\text{C}$  atmosphérique était supérieure. Ainsi, en recherchant les valeurs de  $A_0$  nécessaires pour obtenir un âge d'une trentaine d'années avec le modèle de Tamers, on obtient des  $A_0$  compris entre 116 pcm (CGE-Tennis) et 162 pcm (Issanka HE) (Tableau 15).

*Tableau 15 : Estimation à l'aide du modèle de Tamers des activités initiales en  $^{14}\text{C}$   $A_0$  (en pcm) des eaux de la recharge karstique et de l'exutoire de la Vise en accord avec des temps de résidence moyens d'une trentaine d'années.*

Point de prélèvements	Date	$A_0$ recalculé (pcm)
Ambressac-2000	février 00	142
Vise-2000	février 00	110
Cauvy-2000	avril 00	151
Issanka HE	mars 18	162
Vene HE	mars 18	155
Ambressac	août 18	157
Cauvy-BE	août 18	139
Issanka BE	août 18	129
CGE_Tennis-BE	août 18	116
P4_La_Balme-BE	Septembre 18	146

### b) Les forages thermaux

La signature en  $\delta^{13}\text{C}$  des eaux thermales est très enrichie et ne correspond pas à une évolution du carbone inorganique dissous (CID) en système fermé vis-à-vis du  $\text{CO}_2$  du sol. Ces valeurs sont proches d'une évolution du CID en système ouvert sur du  $\text{CO}_2$  mantellique de signature en  $\delta^{13}\text{C}$  comprise entre -5‰ et -8‰ (pôle en rouge sur la Figure 47). Ce  $\text{CO}_2$  mantellique a une valeur de  $^{14}\text{C}$  de 0pcm. Cet apport important de  $\text{CO}_2$  mantellique entraîne donc une chute de l'activité  $^{14}\text{C}$  des eaux thermales et un vieillissement artificiel des âges  $^{14}\text{C}$  non corrigés (22 300 ans BP non corrigés). Compte tenu de la valeur en  $\delta^{13}\text{C}$  de ces eaux, très proches des valeurs du pôle de  $\text{CO}_2$  mantellique, seule une faible part du CID mesuré correspond au CID initial de l'eau souterraine. On a donc cherché à estimer la part de carbone provenant du  $\text{CO}_2$  mantellique dans le CID afin de recorriger les valeurs de  $^{14}\text{C}_0$  initiales à prendre en compte pour estimer des âges  $^{14}\text{C}$ . En estimant que le  $^{14}\text{C}$  des forages thermaux provient d'un mélange entre une eau ayant évolué en système fermé ( $^{14}\text{C}_{\text{CID}}=60\text{pcm}$ ) et du  $\text{CO}_2$  mantellique ( $^{14}\text{C}_{\text{CO}_2}=0\text{pcm}$ ), on détermine que 92 % du CID provient du  $\text{CO}_2$  mantellique et seulement 8 % correspond à une partie datable du CID. Dans ces conditions, il y a trop d'incertitude pour avancer des âges  $^{14}\text{C}$  recorrigés pour les forages thermaux.

### c) Le forage profond karstique de Pézenas

Contrairement aux autres eaux karstiques, le  $^{14}\text{C}_0$  initial estimé par les modèles correspond bien à une évolution en système fermé ( $^{14}\text{C}_0$  entre 30 pcm et 55 pcm selon les modèles). Un léger enrichissement en  $\delta^{13}\text{C}$  est observé témoignant d'une interaction avec la matrice carbonatée. Cet enrichissement peut être corrigé en utilisant les modèles classiques de correction des âges  $^{14}\text{C}$  car il s'explique uniquement par des interactions géochimiques avec la matrice carbonatée. Ainsi, on obtient pour les eaux de ce forage des âges de 7000 à 8000  $\pm$  1000 ans BP (Tableau 16).

*Tableau 16 : Estimation des Temps Moyen de Résidence (TMR) des eaux du forage de Pézenas selon les modèles de corrections couramment utilisés (Clark and Fritz, 1997) en prenant en compte l'incertitude sur le pôle de la matrice carbonatée ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carbonates}} = 0 \pm 2\text{‰}$ ) et du sol ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{Sol}} = -21 \pm 1\text{‰}$ ).*

Point de prélèvements	Date	$\delta^{13}\text{C}$ carbonates	$\delta^{13}\text{C}$ Sol	TMR Tamers	TMR Pearson	TMR Mook	TMR Evans	TMR Fontes	TMR Moyen
Pézenas-2000	févr-00	0	-22	8587	6400	7076	5612	6296	<b>6794</b>
Pézenas-2000	févr-00	2	-21	8587	7627	7786	7064	7466	<b>7706</b>
Pézenas-2000	févr-00	-2	-23	8587	4807	6252	3646	4799	<b>5618</b>
Pézenas HE	mars-18	0	-22	9553	7044	7865	6139	6955	<b>7511</b>
Pézenas HE	mars-18	2	-21	9553	8343	8608	7701	8186	<b>8478</b>
Pézenas HE	mars-18	-2	-23	9553	5341	6998	3986	5365	<b>6249</b>

#### 5.9.4. Hélium ( $^4\text{He}$ )

Les résultats bruts des concentrations en hélium (He) sont reportés en annexe 2 et illustrés en Figure 48. Les eaux thermales sont les plus concentrées (Figure 48 a et f), avec des teneurs en He comprises entre  $1,18 \cdot 10^{-7}$  (F5, mars 2018) à  $2,52 \cdot 10^{-7}$  mol/L (Sète/Stade Michel, déc. 2019). Les teneurs en hautes eaux (mars 2018 et déc. 2019) sont plus faibles qu'en période de basses eaux (août 2018) pour les forages thermaux F5 et S12, ce qui peut mettre en évidence une dilution avec des eaux moins concentrées en HE. Les concentrations en He des eaux karstiques et de la Vise (Figure 48 a, b et c) sont comprises entre  $1,17 \cdot 10^{-9}$  mol/L (Ambressac, mai 2019) et  $1,90 \cdot 10^{-8}$  mol/L (Cauvy, mars 2018). Contrairement aux forages thermaux, les eaux karstiques sont corrélées au niveau piézométrique : plus le niveau piézométrique est haut (HE) plus les concentrations en He sont élevées. Ceci pourrait traduire un apport plus important d'eau ancienne pour l'ensemble de ces forages en HE qu'en BE. Les eaux de Pézenas (Figure 48 a et d), considérées comme le pôle karstique profond (et ancien, âge carbone 14 de 7000 ans environ) ont des concentrations comprises entre  $3,33 \cdot 10^{-9}$  et  $2,76 \cdot 10^{-8}$  mol/L. De la même façon que précédemment, les concentrations mesurées sont plus importantes en HE qu'en basses eaux. Enfin, les forages F4 et F6 (Figure 48 a et e) ont des concentrations intermédiaires entre les eaux thermales et les eaux karstiques.

##### **a) Caractérisation des paramètres de la méthode de datation par l'Hélium**

Comme indiqué dans la partie 4.3.4, les concentrations en  $^4\text{He}$  des eaux ( $[\text{He}] \approx ^4[\text{He}]$ ) sont essentiellement dues à l'apport d'He atmosphérique, de la dissolution des bulles d'air et de sa production in situ dans le réservoir en lien avec la désintégration de l'uranium et thorium radioactifs naturellement présents dans la roche. Ainsi, pour estimer l'âge des eaux avec la méthode hélium, il est nécessaire d'estimer le taux de production dans le système aquifère après correction de l'apport atmosphérique. Ce dernier est dépendant de la température de recharge, l'altitude et la salinité de l'échantillon. La température de recharge et l'altitude considérées dans cette étude sont les mêmes que pour les conversions des CFC-SF<sub>6</sub>, à savoir des températures de 15 °C (13 °C pour les eaux anciennes) et une altitude de 250 m. La salinité a été calculée à partir de la conductivité des eaux. L'apport atmosphérique moyen a été estimé à  $1,95 \cdot 10^{-9}$  mol/L (droite en pointillée sur la Figure 48) et est compris entre  $1,87 \cdot 10^{-9}$  et  $1,98 \cdot 10^{-9}$  mol/L.

Une fois corrigé de l'EA (obtenu avec les concentrations en Néon dans les eaux), l'hélium restant provient de la production in-situ dans la roche encaissante et des flux externes quand ceux-ci sont présents. Le temps de résidence est ensuite obtenu en divisant l'He issu de la production in-situ dans la roche encaissante par le taux de production de l'hélium dans le réservoir pour obtenir un temps de résidence (cf. Équation 4).

En négligeant les incertitudes liées au phénomène de diffusion entre la matrice et les fractures (cf. Trinchero *et al.*, 2019), le taux de production a été estimé à partir des équations de Torgersen (1980) (voir la partie 4.3.4 pour plus d'informations) où les concentrations en U et Th, la densité et la porosité de la roche doivent être estimées.

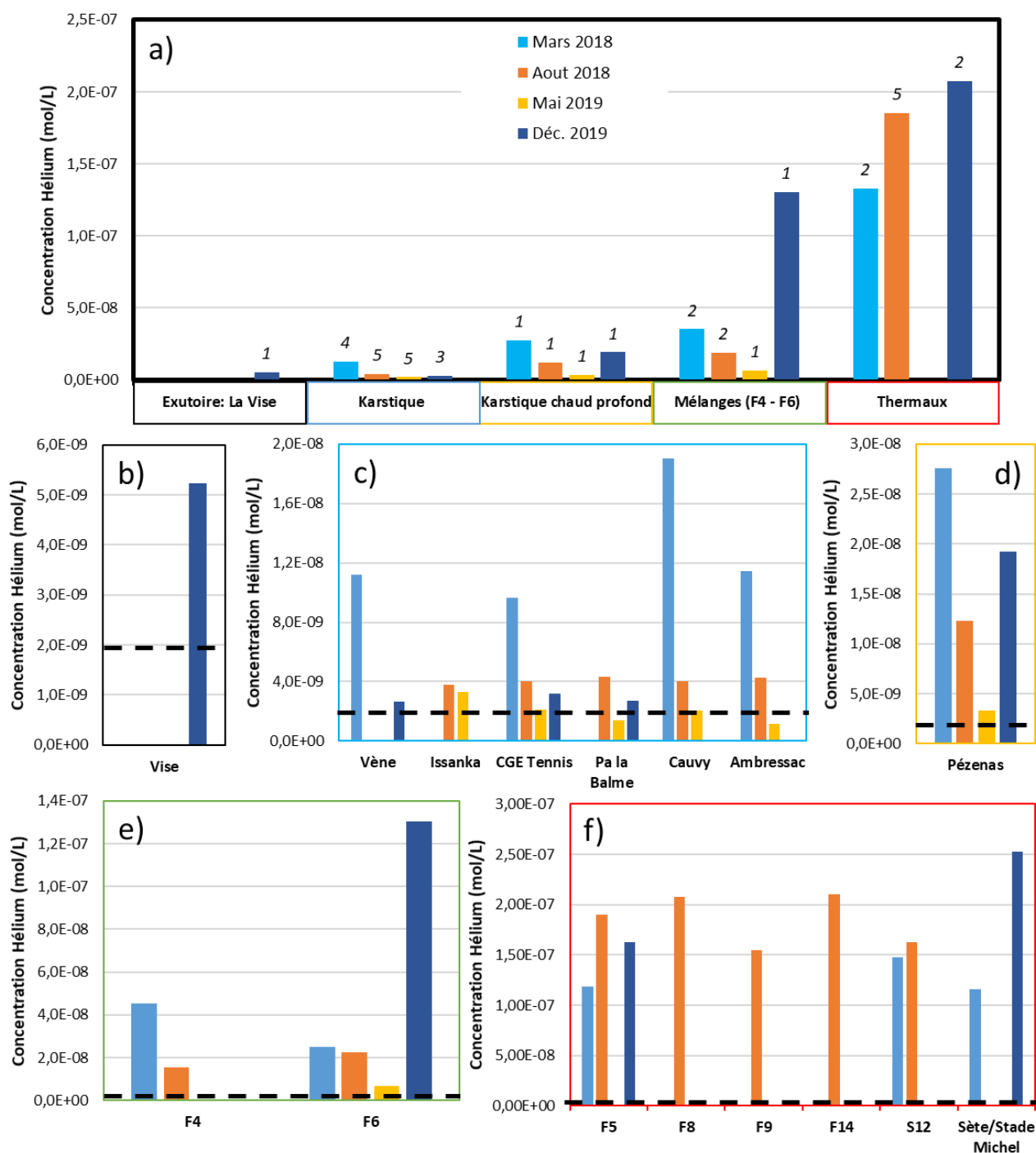


Figure 48 : Concentrations en hélium mesurées dans les eaux du bassin (a), et zoom sur les concentrations des eaux de la Vise (b), karstiques (c), de Pézenas (d), de F4 et F6 (e) (mélange d'eaux karstiques et thermales) et thermales (f). Les étiquettes de la figure (a) présentent le nombre d'échantillons considérés. Sur les figures (b), (c), (d), (e) et (f) la droite en pointillée représente la concentration de l'apport d'He atmosphérique.

Sur la plateforme expérimentale du projet Dem'eaux Thau (cf. L10, rapport BRGM/RP-70842-FR, Ladouche *et al.*, 2021), les diagraphies Gamma Ray Spectral réalisées par Géoscience Montpellier sur les ouvrages DemT1 et DemT3 permettent d'estimer les teneurs en Uranium et Thorium du réservoir jurassique. Le réservoir jurassique sous couverture miocène (à Balaruc-les-Bains) entre 90 m et 297 m de profondeur présentent des teneurs moyennes<sup>7</sup> en Uranium de  $0,74 \pm 0,44$  et de  $0,84 \pm 0,37$  ppm pour le Thorium. La densité utilisée ( $2,6 \text{ g/cm}^3$ ) correspond à la moyenne des densités des calcaires. La porosité efficace (définie par le rapport du volume d'eau mobile au volume total de la roche) est le paramètre qui induit la plus grande incertitude de la méthode de datation utilisant l'hélium. De plus, plus la porosité efficace est faible, plus l'erreur sera importante. Pour le réservoir carbonaté, les variations piézométriques et les tests de pompage réalisés dans les secteurs libres de l'aquifère dans la zone de la presqu'île de Balaruc permettent une estimation de la porosité efficace (Ladouche *et al.*, 2019), comprise entre 0,7 % et 1,3 % (moyenne de 1 %). L'incertitude totale sur le temps de résidence (35 %) correspond à la somme des incertitudes relatives, avec 5 % lié à la mesure de la concentration en He, 5 % à la densité, 5 % à la porosité, 15 % à la concentration en U et 3 % à la concentration en Th.

Tableau 17 : Paramètres utilisés et leurs incertitudes pour le calcul du taux de production d'hélium.

Paramètres	Symbole	Valeur(s)	Unité	Incertainitudes
Densité de la roches	$\rho$	2,6	g/cm <sup>3</sup>	5%
Facteur de mise en solution	$\Delta\text{He}$	1	/	/
Porosité	$\theta$	entre 0,7 et 1,3 0,5 pour Pézenas	%	5%
Concentration uranium jurassique (miocène) [U]		0,74 (2,12)	ppm	15%
Concentration thorium jurassique (miocène) [Th]		0,84 (2,01)	ppm	3%
Concentration hélium	[He]	calculé	cm <sup>3</sup> STP/l	5%

Dans le but de mieux contraindre le taux de production dans le réservoir et de préciser la valeur de porosité efficace à utiliser dans la méthode de datation, nous avons cherché à contraindre l'âge hélium des eaux de Pézenas avec l'âge carbone 14 estimé sur le même point (Tableau 18). Pour Pézenas, nous supposons que le flux externe d'hélium est nul ce qui revient à considérer, compte tenu du contexte géologique, que le réservoir n'est pas influencé par des fluides profonds en provenance du socle sous-jacent. Les taux de production obtenus avec les différentes porosités testées sont présentés dans le Tableau 18 et sont comparés avec le taux de production obtenu dans un calcaire du Jurassique du bassin du Lez (Pérotin *et al.*, soumis). Les résultats (Figure 49) montrent que pour obtenir des temps de résidence proche des âges de la méthode carbone 14, il faut prendre en compte une porosité efficace faible (de l'ordre de 0,5 %), c'est-à-dire plus faible que celle du réservoir jurassique situé à l'affleurement (de l'ordre de 1 %) au sein de la Presqu'île de Balaruc-les-Bains. Pour le secteur de Balaruc, cette différence pourrait s'interpréter comme le résultat de la karstification hypogène en présence d'eau légèrement carbogazeuse ( $\text{PCO}_2 > 0.6$  dans les forages F9 et F5).

#### <sup>7</sup> Synthèse des Gamma Ray spectral

	Jurassique			Miocène	
	U(Bq/kg)	Th(Bq/kg)		U(Bq/kg)	Th(Bq/kg)
Moy. 90-297 m	9,07	3,45	Moy. 58-62 m	26,08	8,24
Écart-type	5,47	3,04	Écart-type	7,84	6,21
n	1470	1237		100	100

Dans la suite, nous supposons donc que le réservoir carbonaté profond caractérisé à l'aide de l'ouvrage de Pézenas (738 m de profondeur) a une porosité de 0,5 %. Le taux de production ainsi obtenu ( $5,9 \cdot 10^{-11}$  ccSTg<sub>w</sub><sup>-1</sup>an<sup>-1</sup>) est en adéquation avec les taux de production estimés dans la littérature dans des réservoirs carbonatés. L'inter-comparaison du taux de production ainsi obtenu avec le Lez est aussi du même ordre de grandeur, même si au Lez la valeur est plus importante ( $5,9 \cdot 10^{-11}$  contre  $9,2 \cdot 10^{-11}$  au Lez) pouvant traduire des porosités plus importantes ou des concentrations en Uranium/Thorium différents dans le réservoir aquifère

**Tableau 18 : Estimation des temps de résidence He des eaux de Pézenas en fonction de la porosité efficace.**

			Ages Hélium (ans)				
			Porosité efficace (%)				
Ages <sup>14</sup> C (ans)			0,5	0,7	1	1,3	
			Taux de production en solution (ccSTgw-1an-1)				
			<i>5,86.10<sup>-11</sup></i>	<i>4,18.10<sup>-11</sup></i>	<i>2,92.10<sup>-11</sup></i>	<i>2,23.10<sup>-11</sup></i>	<i>9,20.10<sup>-11</sup>*</i>
Pézenas**	31/07/1996	≈ 4000					
Pézenas**	04/02/2000	≈ 7000					
Pézenas	26/03/2018	≈ 8000	9 700 ± 3 200	13 600 ± 4 500	19 500 ± 6 400	25 400 ± 8 400	6 200 ± 600
Pézenas	28/08/2018		3 900 ± 1 300	5 400 ± 1 800	7 800 ± 2 600	10 100 ± 3 300	2 500 ± 200
Pézenas	21/05/2019		500 ± 200	700 ± 200	1 000 ± 300	1 400 ± 500	300 ± 30
Pézenas	10/12/2019		6 500 ± 2 100	9 000 ± 3 000	13 000 ± 4 300	17 000 ± 5 600	4 000 ± 400

\* Taux de production en solution estimé à la source du Lez à partir d'une approche multi-traçages (et non de la porosité) (Pérotin, 2021)

\*\* les échantillons de Pézenas 1996-2000 et 2018-2019 ne correspondent pas au même ouvrage. Il s'agit toutefois de la même masse d'eau échantillonnée, ayant des caractéristiques chimiques équivalentes.

### **b) Estimation des âges des eaux profondes et thermales par la méthode de datation par l'hélium**

Les âges hélium des eaux de Pézenas sont présentés dans le Tableau 18 et illustrés en Figure 49. En mai 2019, les concentrations en He sont particulièrement basses. Ceci est directement corrélé à l'impact de l'excès d'air vu dans la partie 5.8. : un EA négatif et/ou proche de 0 ml/l provoquerait ici une perte par dégazage, et donc un rajeunissement des eaux. Cette valeur n'est donc pas représentative du temps de résidence des eaux de Pézenas. Les âges hélium varient entre 4 000 ans en BE (août 2018) et 10 000 ans en HE (mars 2018), confirmant les gammes de variations des âges <sup>14</sup>C pour ce forage (partie 5.9.3 et Aquilina *et al.*, 2003). Ces variations au cours du cycle hydrologique peuvent s'expliquer par l'impact d'un effet piston plus important en HE, se traduisant dans le forage par une contribution plus importante d'eau ancienne.



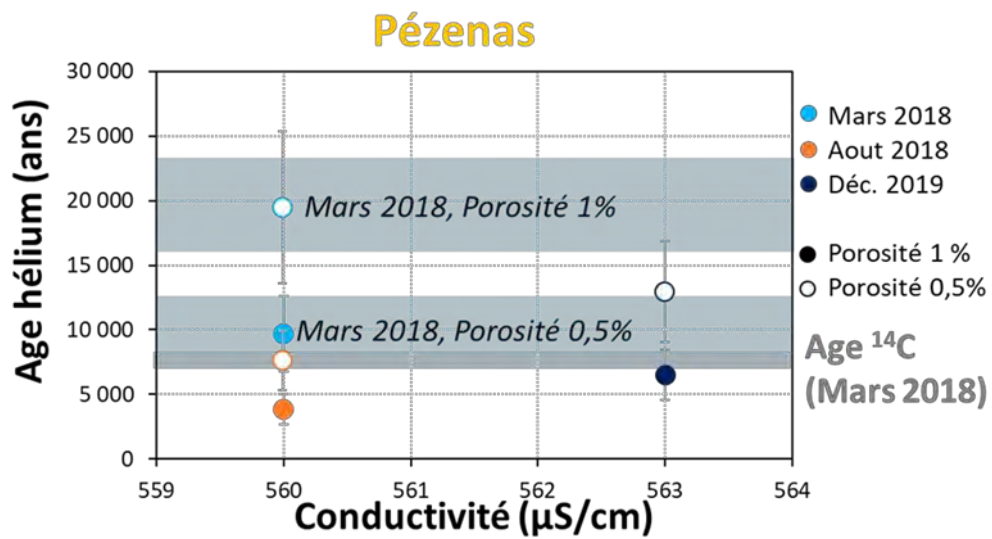


Figure 49 : Âge hélium des eaux de Pézenas pour des porosités efficaces du réservoir karstique de 0,5 et 1 %.

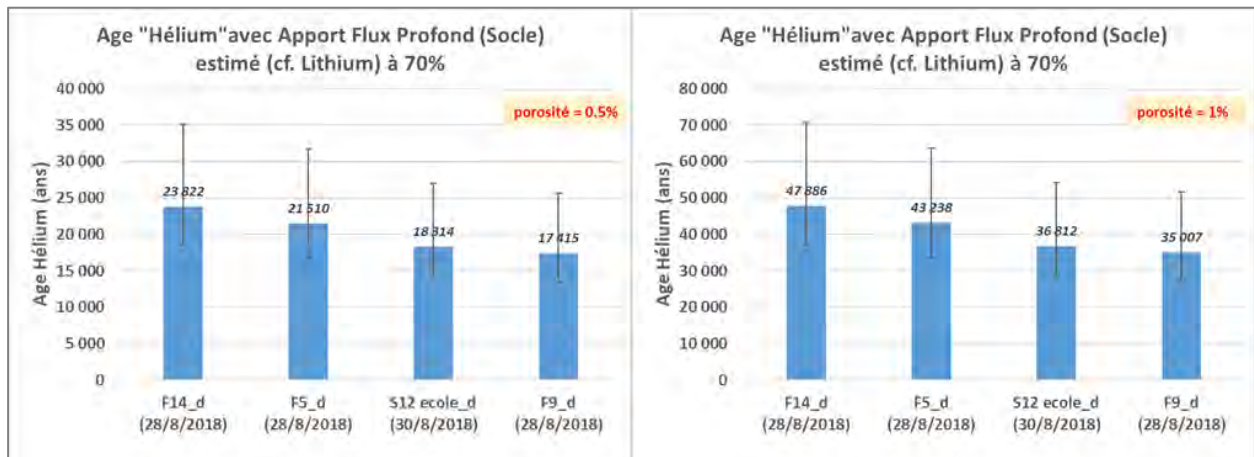


Figure 50 . Âge hélium des eaux thermales (F9) et des forages F14 et F5 pour des porosités efficaces du réservoir karstique de 0,5 et 1 %.

Pour les eaux thermales de Balaruc et le forage Stade Michel à Sète, des flux de gaz et d'eau provenant du socle granitique et/ou métamorphique sous-jacent ont été mis en évidence dans les eaux thermales notamment à l'aide du carbone 14 et du lithium (cf. les parties 5.7.3 et 5.9.3). Ce flux, apportant du  $\text{CO}_2$  et du Li, impacte aussi les concentrations en He des échantillons (flux externe). Il est proposé d'utiliser les proportions estimées par le Li pour corriger les concentrations en He des échantillons : 70 % pour F5, F9, F14 et S12 ; 60 % pour F8, F10, F6, F4 et Stade Michel. En appliquant ensuite le taux de production estimé pour Pézenas et en considérant que le réservoir thermal profond présente une porosité faible (0,5 %) comparable à celle de Pézenas, on obtient des âges hélium pour les eaux thermales F5, F9 et F14 compris entre  $17\,000 \pm 7\,000$  et  $24\,000 \pm 11\,000$  ans (Figure 50). Les eaux de F8 (août 2018) présentent un âge hélium plus important de l'ordre de  $31\,000 \pm 14\,000$  ans (Figure 51) qui apparaît bien supérieur à celui caractérisé au forage de Sète/Stade Michel ( $20\,000$  ans  $\pm 10\,000$ ). Si l'on considère une porosité de l'ordre de 1 % comparable à ce qui a été trouvé pour le karst de Balaruc, les âges hélium précédent sont globalement doublés (Figure 51)

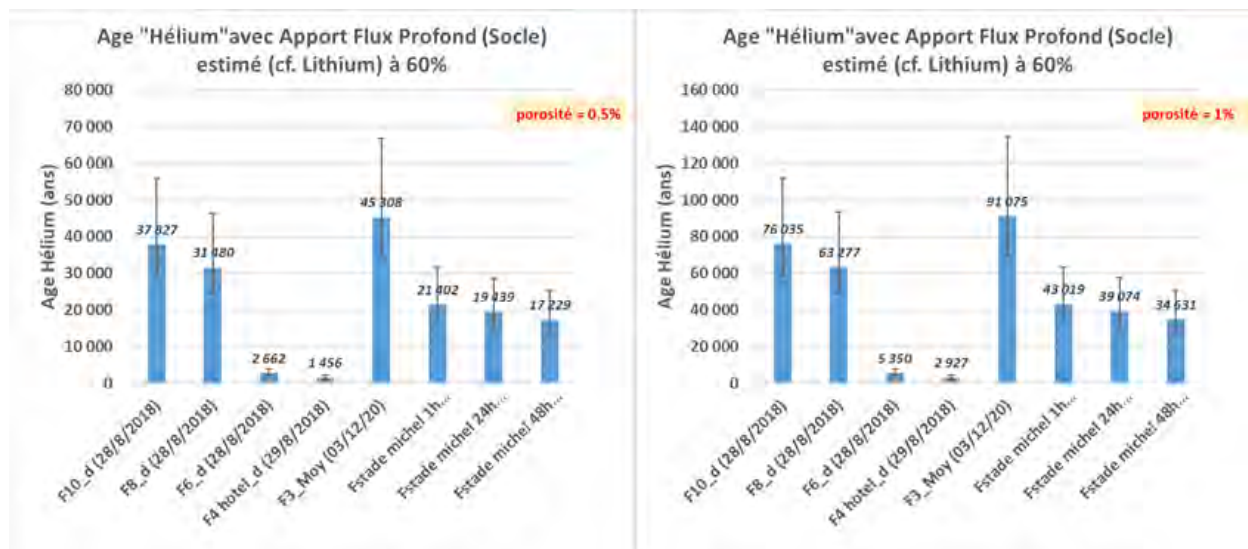


Figure 51 . Âge hélium des eaux thermales (F8) et des forage F10 , F3, F4 et F6 pour des porosités efficaces du réservoir karstique de 0,5 et 1 %.

### c) Informations apportées par la méthode de datation par l'hélium pour décrire les eaux karstiques

Pour les eaux douces karstiques, les concentrations en hélium de mai 2019 sont proches ou inférieures à la concentration atmosphérique, ce qui indique qu'il n'y a pas ou peu de production terrigène d'hélium pour ces eaux et/ou que les eaux prélevées ont subi un dégazage. Dans ce contexte, la méthode Hélium n'est pas applicable. Les informations obtenues avec les CFC-SF<sub>6</sub> et <sup>3</sup>H indiquent que les eaux en mai 2019 sont globalement très récentes, voire subactuelles.

Les âges hélium estimés pour les eaux karstiques non thermales sont présentés dans le Tableau 19, les calculs ont été réalisés en considérant une porosité efficace de 1 % correspondant à la moyenne de la porosité estimée dans le réservoir jurassique situé à l'affleurement. Les âges hélium les plus importants (entre 3 000 et 6 000 ans) sont observés en mars 2018 en période de hautes eaux. Ces résultats surprenants, notamment pour l'ouvrage CGE-Tennis, font échos aux fortes concentrations du radon (<sup>222</sup>Rn) également observées sur les ouvrages situées sous couverture miocène (F4, F6, S12). Nous suggérons ici que les fortes teneurs en hélium des eaux karstiques froides soient liées aux échanges avec les minéraux argileux du Miocène et en particulier au niveau de l'interface Jurassique-Miocène (le taux de production de l'hélium terrigène des formations argilo-sableuses est très nettement supérieur à celui des calcaires en raison de l'importance des teneurs en uranium et thorium de la formation comme le témoigne les profils Gamma Ray spectrale réalisés sur le forage Dem T2 de la plateforme expérimentale, cf. L10, BRGM/RP-70842-FR). Dans ce contexte, les âges hélium pour le karst (CGE-Tennis, Issanka, et dans une moindre mesure P4-Balm) sont surestimés en raison du flux externe apporté par les échanges avec la couverture miocène et/ou le matériel détritique que l'on trouve au sein du karst situé sous couverture (Widhen *et al.*, 2022).

Pour les sources karstiques de Cauvy et d'Ambressac, les fortes concentrations en hélium et les âges hélium importants (respectivement 12 000 et 7 000 ans) déduits pour les échantillons prélevés en mars 2018 dans un contexte de hautes eaux pourraient traduire la mobilisation par effet piston d'une eau ancienne qui a eu le temps de se charger en hélium d'origine terrigène. L'existence du mécanisme d'effet piston sur la source de Cauvy en période de hautes eaux a été démontré par Pinault *et al.*, 2004, ce phénomène se traduisant par une légère augmentation d'une contribution d'eau d'origine thermique.

Tableau 19 : Age hélium estimé pour les eaux karstiques en considérant une porosité efficace du réservoir karstique de 1 %.

Point de prélèvement	Date	Age Hélium (ans)		
Ambressac	23/05/2019	0	+/-	0
	28/03/2018	7 300	+/-	2 400
	28/08/2018	1 800	+/-	600
Cauvy	28/03/2018	12 900	+/-	4 300
	30/08/2018	1 400	+/-	500
	22/05/2019	0	+/-	0
CGE tennis	27/03/2018	5 700	+/-	1 900
	28/08/2018	1 400	+/-	400
	10/12/2019	600	+/-	200
	22/05/2019	0	+/-	0
Issanka	29/08/2018	1 100	+/-	400
	23/05/2019	800	+/-	300
P4 La Palme	11/12/2019	300	+/-	100
	04/09/2018	1 500	+/-	500
	22/05/2019	0	+/-	0
Vène	12/12/2019	300	+/-	100
	27/03/2018	6 900	+/-	2 300
Vise	10/12/2019	2 500	+/-	800

### 5.9.5. Chlore 36 ( $^{36}\text{Cl}$ )

La figure suivante (Figure 52) présente l'évolution des rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  en fonction des concentrations en chlorure. Les résultats concernent les campagnes de hautes et basses eaux de 2018. Les eaux thermales ( $\text{Cl} > 6\,000\text{ mg/l}$ ) présentent de très faibles rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  ( $< 0.8 \cdot 10^{-15}\text{ at at}^{-1}$ ). Les eaux karstiques douces ( $\text{Cl} < 30\text{ mg/l}$ ) présentent des ratios  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  compris entre 20 et  $50 \cdot 10^{-15}\text{ at at}^{-1}$ . Les eaux karstiques prélevées sous-couverture miocène (CGE Tennis) ainsi que les eaux de la source d'Issanka en période de basses eaux présentent des ratios  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  très significativement supérieurs aux valeurs mesurées dans le karst libre (P4-Balm) ou en période de hautes eaux (Issanka, trop-plein de la Vène). Les eaux du forage thermal de Pézenas se distinguent nettement par des ratios  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  plus faibles (autour de  $6 \cdot 10^{-15}\text{ at at}^{-1}$ ). Les signatures des eaux des sources karstiques de Cauvy, d'Ambressac et les eaux du karst sous couverture du forage F4-Hotel apparaissent influencées par des eaux d'origines thermales présentant des concentrations élevées en Cl et des ratios  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  très faibles ce qui confirme de nouveau l'existence de phénomène de mélange entre l'eau du karst et les eaux thermales de la presqu'île de Balaruc.

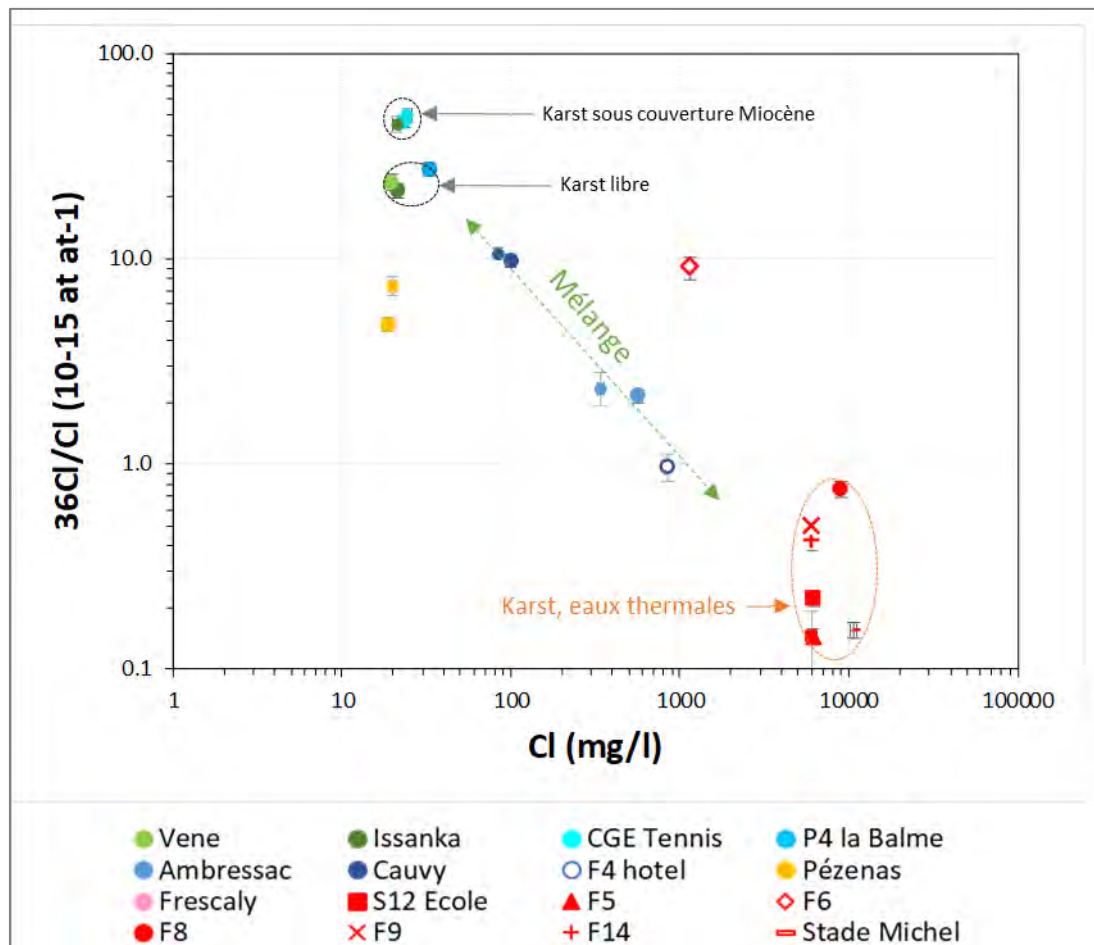
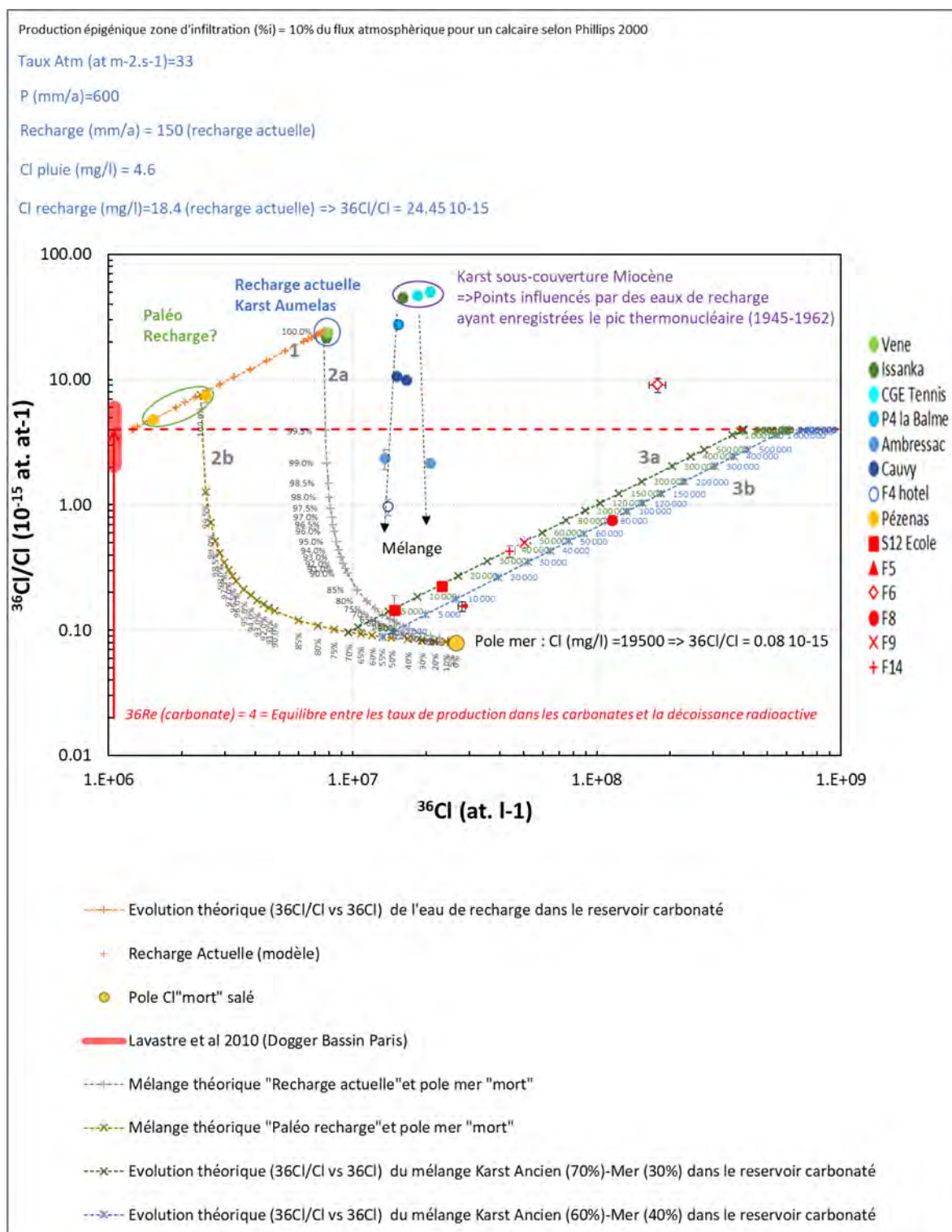


Figure 52 . Évolution du rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  en fonction des concentrations en Cl.

La figure suivante (Figure 53) présente l'évolution des rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  en fonction des concentrations en  $^{36}\text{Cl}$  et les évolutions théoriques calculées pour différentes situations sur la base des éléments connus du schéma conceptuel de fonctionnement.

Figure 53 . Évolution du rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  en fonction de la concentration en  $^{36}\text{Cl}$ .



L'application du modèle de Bentley *et al.* (1986a) permet une estimation des concentrations en  $^{36}\text{Cl}$  de l'eau de recharge à partir des précipitations et du facteur de concentration lié à l'évapotranspiration. Les paramètres du modèle sont rassemblés sur la Figure 53, la recharge est estimée à 150 mm/an ce qui correspond à la recharge moyenne sur la zone d'étude (voir Livrable L11, BRGM/RP-71757-FR). Les valeurs calculées apparaissent comparables aux valeurs mesurées dans le karst libre, à la source d'Issanka et au trop-plein de la Vène en période de hautes eaux. Dans ce contexte, les signatures mesurées dans le karst sous couverture au forage CGE Tennis et à la source d'Issanka en période de basses eaux apparaissent enrichies en  $^{36}\text{Cl}$  par rapport à l'eau de recharge subactuelle qualifiée à l'aide des traceurs de datations CFC/SF6. Les résultats en  $^{36}\text{Cl}$  peuvent s'expliquer si l'on considère que les eaux mobilisées lors du prélèvement sont influencées par des eaux de recharge ayant enregistré le pic thermonucléaire, ce qui corrobore pour ces points les résultats du carbone 14. Pour l'ouvrage CGE tennis, les datations par les gaz anthropiques et le tritium indiquent que l'eau présenterait un âge apparent de 30/40ans, ce qui indique que des eaux d'infiltration plus anciennes contribuent au fonctionnement du réservoir karstique situé sous couverture miocène.

Les eaux du forage Pézenas se distinguent nettement dans le diagramme (Figure 53). L'application du modèle de Love *et al.* (2000) en courbe 1, permet une estimation de l'âge apparent des eaux en supposant que la valeur de  $R_e$  des carbonates jurassiques du système de Thau est comparable à celle de l'Oxfordien du bassin de Paris qui est estimée à  $4,5 \pm 1,9 \cdot 10^{15}$  (Lavastre *et al.*, 2010). L'application du modèle de Love conduirait à des âges  $^{36}\text{Cl}$  de l'ordre de 800 000 ans ce qui est impossible compte tenu des informations fournies par le carbone 14 des eaux de Pézenas (âge  $^{14}\text{C}$  de l'ordre de 8 000 ans). Dans ce contexte, les conditions de recharge actuelle ne permettent pas d'expliquer les valeurs en  $^{36}\text{Cl}$  des eaux de Pézenas ce qui amène à nous interroger sur l'évolution des paramètres de la fonction d'entrée du modèle. En effet, comme souligné par Phillips (2000), les principales complications liées à l'utilisation du  $^{36}\text{Cl}$  pour estimer le temps de résidence des eaux souterraines réside dans l'estimation du rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  de l'eau de recharge qui varie selon l'importance des flux de recharge en lien avec l'évapotranspiration et aux changements de la production cosmogénique. Pour expliquer les valeurs mesurées à Pézenas, en supposant que le taux de production cosmogénique est identique à la période actuelle ( $33 \text{ At m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ), il faut considérer une paléo recharge bien plus importante de l'ordre de 750 mm contre 150 mm en moyenne actuellement pour que le rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  de la paléo-recharge soit comparable aux valeurs mesurées à Pézenas ( $7 \cdot 10^{-15} \text{ at at}^{-1}$ ).

Les eaux thermales se distinguent pas des rapports  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  très faibles et des teneurs en  $^{36}\text{Cl}$  très élevées. La position des points peut s'expliquer par l'importante contribution d'eau d'origine marine caractérisée par un très faible rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  ( $<0.1$ ) et des concentrations en  $^{36}\text{Cl}$  importantes. Dans l'hydrosystème de Thau, nous savons depuis Aquilina *et al.* (2002), corroboré par Pétré *et al.* (2000), que les eaux thermales sont constituées d'un mélange entre une eau de mer et une eau karstique ancienne, les proportions sont respectivement de 30 et 70 % pour le forage F9 et 40 et 60 % pour le forage F8. Dans le but d'estimer l'âge  $^{36}\text{Cl}$  des eaux thermales, nous avons calculé dans un premier temps les évolutions théoriques ( $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  vs  $^{36}\text{Cl}$ ) du mélange entre l'eau du karst et l'eau marine en considérant les rapports de contribution rappelés ci-dessus. Ce calcul permet d'estimer la signature initiale ( $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) du mélange dans le réservoir carbonaté. Dans un second temps, nous avons calculé l'évolution théorique des signatures en  $^{36}\text{Cl}$  au sein du réservoir carbonaté, l'évolution finale du rapport  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  étant fixée par le rapport séculaire  $R_e$  au sein des carbonates (estimée à  $4,5 \pm 1,9 \cdot 10^{15}$ , Lavastre *et al.*, 2010). L'application du modèle de Love *et al.*, 2000 permet une estimation des âges  $^{36}\text{Cl}$  des eaux (Figure 54). Pour le forage thermal F9, l'âge  $^{36}\text{Cl}$  est de 47 000 ans ( $\pm 5\,000$ ) et de 38 200 ans ( $\pm 5\,000$ ) pour le forage F14, les signatures sont décrites par la courbe 3a calculée en considérant le mélange initial : 70 % karst-30 % mer. Pour le forage thermal F8, l'âge  $^{36}\text{Cl}$  est de 81 500 ans ( $\pm 8\,800$ ), l'évolution est décrite par la courbe 3b (60 % karst-40 % mer). L'âge  $^{36}\text{Cl}$  des eaux de l'ouvrage S12 apparaît très significativement plus faible (compris entre 5 400 ans  $\pm 5\,200$  et 14 200 ans  $\pm 2\,200$ ).

L'âge  $^{36}\text{Cl}$  des eaux du forage Stade-Michel à Sète est de 9 000 ans  $\pm$  1500, l'évolution apparaît bien décrite par la courbe 3b' (55 % karst-45 % mer, non présenté sur la Figure 53) ce qui cohérent avec les estimations de proportion de mélange d'eau de mer précédemment estimées (cf. § 5.2.1).

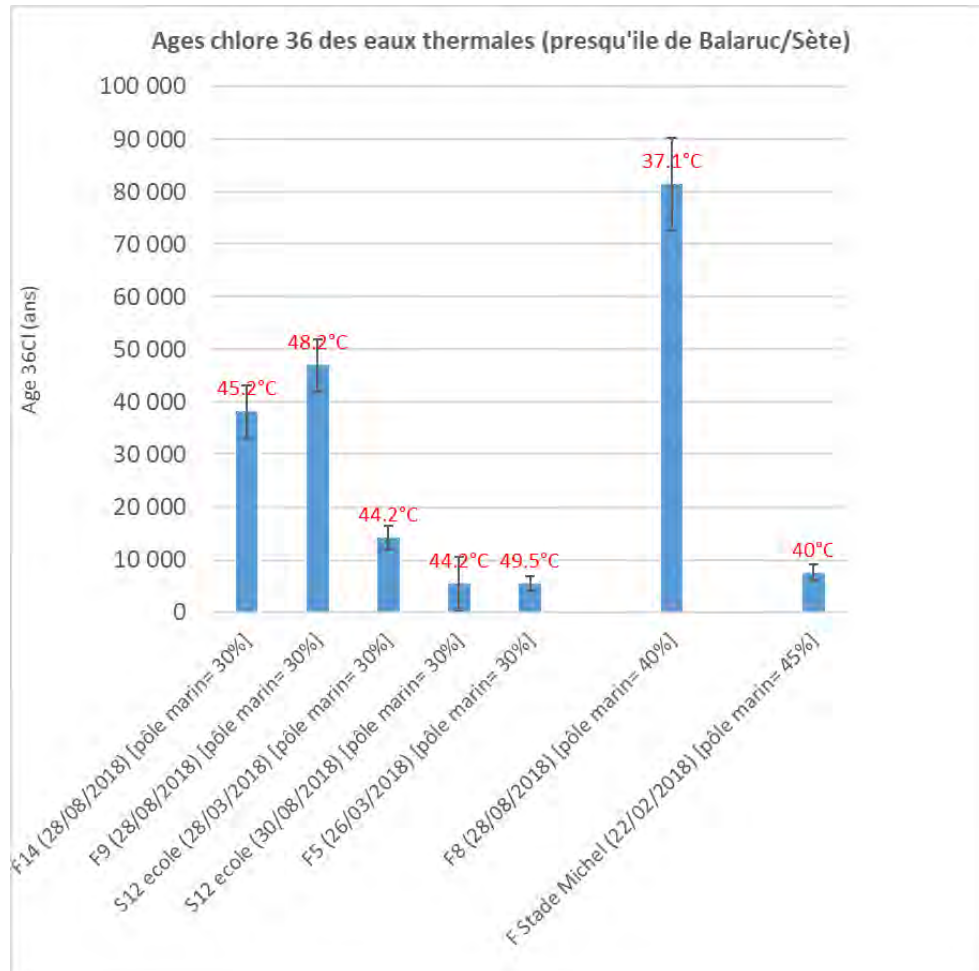


Figure 54 : Âge chlore 36 des eaux thermales de la presqu'île de Balaruc et de Sète.

L'intercomparaison des âges chlore 36 aux âges hélium précédemment calculés est reportée Figure 55.

Pour les forages thermaux F8 et F9, les âges chlore 36 apparaissent comparables aux âges hélium calculés en supposant une porosité efficace de 1 % dans le réservoir carbonaté. Pour le forage F5, l'âge hélium apparaît nettement supérieur à l'âge chlore 36 ce qui pourrait nous amener à nous interroger sur la validité de la porosité considéré dans le calcul de l'âge hélium pour cet ouvrage. Pour les forages F14, Stade Michel et S12, les âges chlore 36 apparaissent comparables aux âges hélium calculés en supposant une porosité efficace de 0,5 % dans le réservoir carbonaté.

La porosité efficace constitue le paramètre déterminant de la méthode hélium, l'ordre de grandeur compris entre 0,5 % et 1 % pour le réservoir carbonaté apparaît globalement très plausible puisque les datations avec le  $^{36}\text{Cl}$  donnent des gammes d'âge comparables.

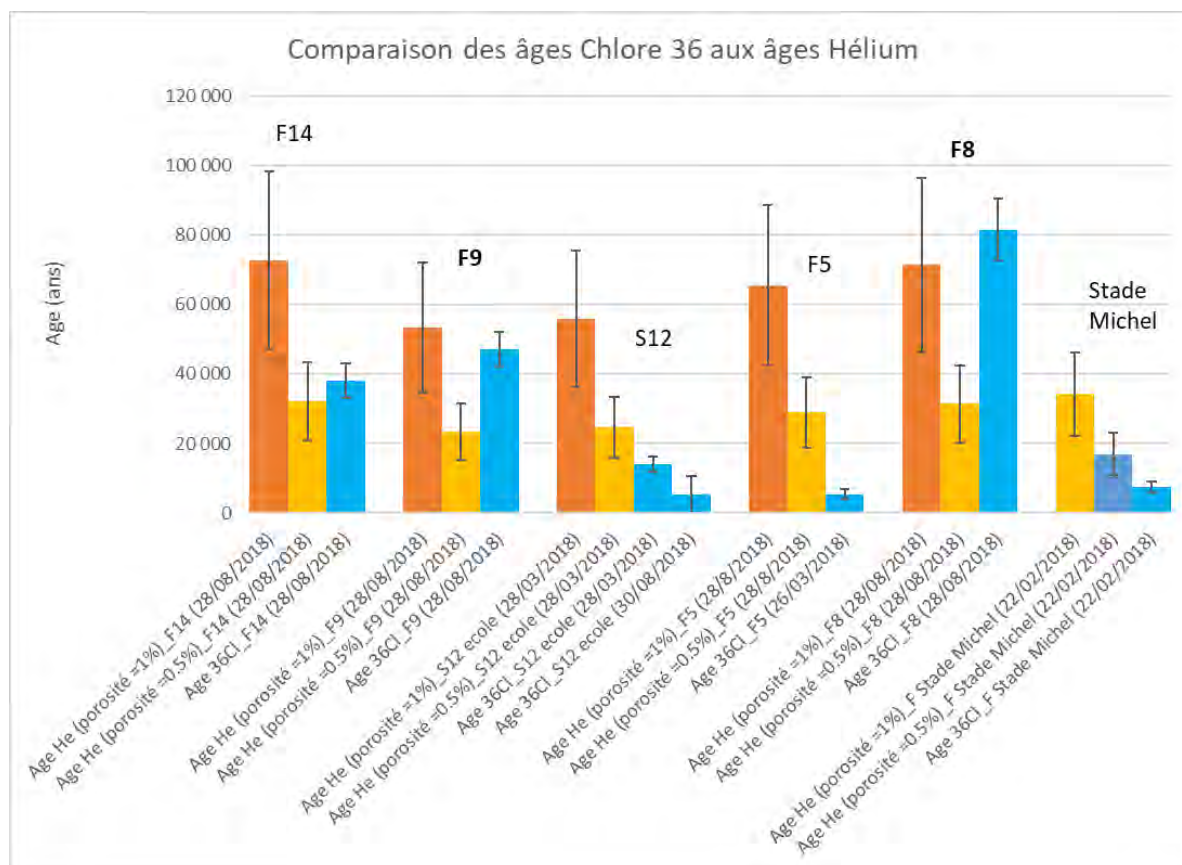


Figure 55 : Intercomparaison des âges chlore 36 et hélium pour les eaux thermales de la presqu'île de Balaruc et de Sète (Stade Michel).



## 6. Synthèse et premières conclusions

Les données chimiques, isotopiques et de datations acquises lors des campagnes spatiales d'échantillonnages (2018-2019) ont permis d'apporter des éléments de connaissances nouveaux qui permettent de raffiner et préciser les zones d'ombres du schéma conceptuel du bassin karstique de Thau précédemment établi (cf. synthèse dans Ladouche *et al.*, 2019).

Globalement et pour rappel, trois types d'eau principaux alimentent les calcaires de la zone d'étude dans le secteur de la presqu'île de Balaruc qui constitue la zone d'émergence de l'entité karstique étudiée : (1) des eaux karstiques, (2) des eaux thermales et (3) des eaux marines de type mer/lagune actuelle.

Dans le détail, les eaux thermales et les eaux karstiques résultent de phénomènes de mélange et d'interaction eaux-roche au sein des calcaires jurassiques ; la description de différents pôles de mélange et flux d'eaux associés seront rappelés dans la suite. Le schéma conceptuel et l'apport des nouveaux outils ont été synthétisés dans la figure suivante (Figure 56).

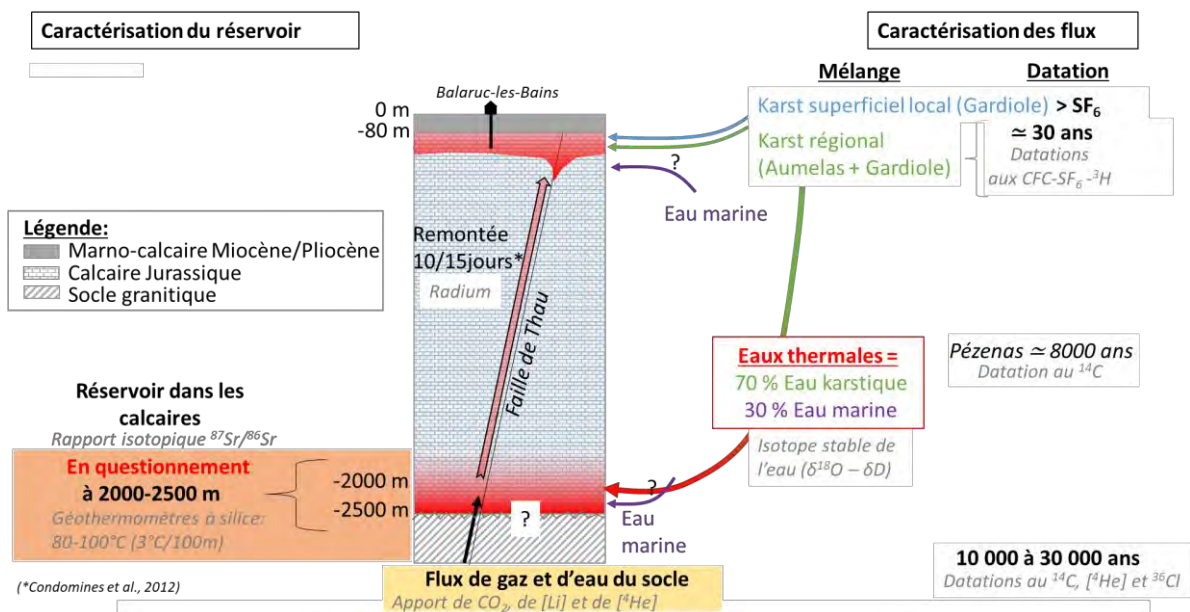


Figure 56 : Schéma conceptuel du fonctionnement du réservoir thermal et apport des nouveaux outils géochimiques et des temps de résidence.

La signature chimique des eaux thermales est principalement expliquée comme le résultat d'un mélange d'eau karstique (70 %) et d'eau d'origine marine (30 %), la localisation de la zone de mélange en profondeur reste à mieux définir (ce point sera développé plus loin dans la synthèse). Les nombreux calculs de mélanges effectués dans ce travail avec de nombreux éléments chimiques (isotopes stables de l'eau, concentration en Na, Cl...), confirment les proportions proposées dans les études précédentes (Aquilina *et al.*, 2002). L'excès en Ca et  $\text{HCO}_3$  dans ces eaux par rapport à la droite de mélange avec l'eau de mer met en évidence l'existence d'interactions eau-roche avec les roches carbonatées. Les isotopes du strontium confirment que ces eaux interagissent et circulent dans une matrice carbonatée d'âge jurassique.

Les isotopes du bore indiquent que le bore des eaux thermales a subi des processus d'adsorption caractéristiques d'interaction avec des minéraux argileux. Il a été proposé, au vu des connaissances géologiques du site, que ces processus d'adsorption se produisent préférentiellement au toit du jurassique au contact avec la formation argilo-silteuse du Miocène et/ou dans la partie sommitale très karstifiée et/ou fracturée de la formation jurassique partiellement comblée d'altérites d'origine Miocène. Les isotopes du radon 222 (période de demi-vie du  $^{222}\text{Rn}$  = 3.8 jours) permettent d'illustrer ce phénomène d'interaction eau-roche qui se produit constamment comme le témoigne les résultats du forage F6 implanté au niveau de l'interface karst/miocène. Pour les eaux thermales, le signal radon est faible, ce qui indique que le temps de séjour de l'eau dans le réservoir est suffisamment long pour perdre le  $^{222}\text{Rn}$  par désintégration radioactive.

L'étude du Li permet d'actualiser le schéma conceptuel de structure et de fonctionnement de cet hydrosystème complexe. Les teneurs en lithium des eaux thermales sont importantes et ne peuvent pas s'expliquer comme le résultat d'un simple mélange entre des eaux marines et des eaux karstiques, les eaux présentant des excès en lithium. Ces excès ne sont pas liés à des interactions eau-roche avec les carbonates du Jurassique car les calcaires contiennent très peu de Li. Les fortes concentrations en Li des eaux thermales mettent en évidence l'existence d'un apport externe en Li, que nous proposons provenir du socle granitique sous-jacent. En effet les calculs théoriques suggèrent que la signature isotopique en lithium des eaux ( $\delta^7\text{Li}$ ) qui contribuent à définir les eaux thermales est très appauvrie en  $^7\text{Li}$ , les valeurs s'apparentant à des eaux de socle. Ainsi, le socle granitique sous-jacent qui alimente le réservoir thermal par des flux de gaz, mis en évidence notamment par des apports de  $\text{CO}_2$ , pourrait également alimenter le réservoir thermal profond par des flux de solutés chargés en lithium. L'existence de flux d'eau chargée en lithium et potentiellement en silice nous amène à nous réinterroger sur l'estimation de la profondeur du réservoir thermal précédemment qualifiée à l'aide des géothermomètres à silice (entre 2 000 et 2 500 m de profondeur). En effet, un apport de silice au réservoir profond thermal par le flux externe issu du socle modifie grandement l'interprétation de la profondeur du réservoir thermal (le réservoir serait moins profond) et doit être également pris en considération notamment dans la méthode de datation par l'hélium (flux externe d'hélium). Le questionnement sur la profondeur du réservoir thermal sera réévalué dans le prochain livrable L5b, notamment à l'aide des nouvelles données acquises dans le nouveau forage profond DMT4.

L'estimation plus précise de l'âge des eaux thermales par différentes approches géochimiques est aussi un apport important de ce travail. C'est le couplage des informations apportées par les différents outils qui a permis de contraindre les paramètres d'entrées des modèles géochimiques et de réduire les incertitudes sur l'estimation des âges des eaux thermales. Les isotopes du carbone permettent de démontrer l'existence d'un flux de  $\text{CO}_2$  d'origine profonde attribué au socle sous-jacent. Les données des isotopes de l'eau, et les concentrations en Cl, Na et Li des eaux ont permis une estimation de la contribution relative de ce flux externe issu du socle (de 60 % à 70 % pour le lithium), et donc d'évaluer la correction à apporter à la méthode hélium avant l'estimation de l'âge de l'eau par cette méthode. Pour la méthode hélium, les données géophysiques acquises sur les ouvrages de la plateforme expérimentale (DemT1, DemT2, DemT3/DemT4) et notamment les données de gamma ray spectrales permettent une estimation des teneurs en uranium et thorium des carbonates et donc une estimation de la fonction de production interne d'hélium au sein du réservoir. Les données de datation carbone 14 et la signature d $^{13}\text{C}$  ainsi que les caractéristiques chimiques des eaux profondes de Pézenas ont permis ensuite de contraindre l'estimation de l'ordre de grandeur de la porosité efficace du réservoir jurassique en profondeur. C'est la combinaison de l'ensemble de ces informations qui ont permis de valoriser les données acquises sur les forages thermaux. Pour la méthode de datation avec le chlore 36, c'est de nouveau le couplage des informations apportées par les isotopes de l'eau, et les concentrations en Cl des eaux ainsi que les informations des eaux profondes de Pézenas qui permettent de paramétrer les modèles d'évolution géochimique et de réduire les incertitudes.

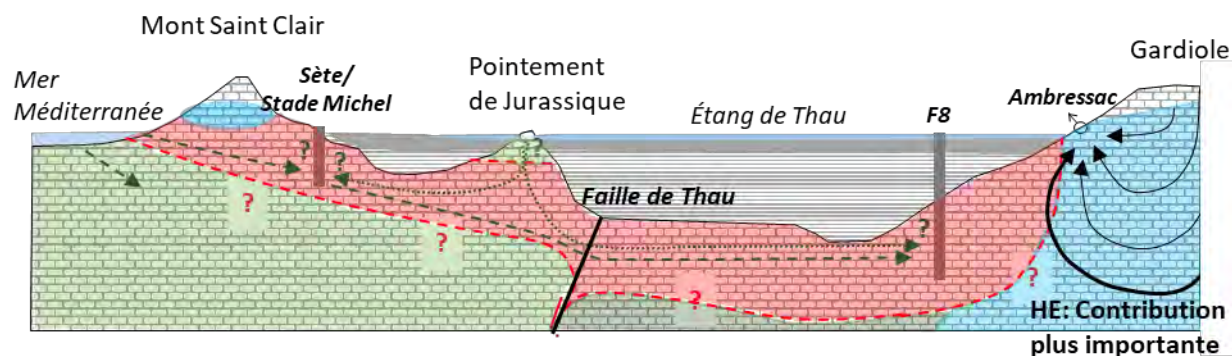
Ensemble, les différents outils ont permis de raffiner les estimations précédentes (Aquilina *et al.*, 2002) sur l'âge de l'eau des forages thermaux, de l'ordre de 50 000 ans ( $\pm 15\,000$ ) pour F9 et de 80 000 ans ( $\pm 20\,000$ ) pour F8. Les autres eaux thermales de la presqu'île de Balaruc (F5, F14, S12) présentent des âges apparents globalement plus faibles en raison de l'existence de phénomènes de mélange avec des eaux d'infiltration plus récentes comme le témoignent les informations apportées par les gaz anthropiques.

Du point de vue conceptuel, le réservoir des eaux thermales est toujours supposé situé en profondeur, ces eaux anciennes remontant rapidement, de l'ordre d'une dizaine de jours d'après les informations apportées par les isotopes du radium (Condomines *et al.*, 2012), vers le toit du Jurassique très vraisemblablement en empruntant des fractures le long du chevauchement de Thau mis en évidence durant le projet DEM'Eaux entre la presqu'île de Balaruc et Sète. Ces eaux minérales chaudes se localisent par contraste de densité préférentiellement au toit du réservoir carbonaté et se trouvent plus ou moins bloquées par les couches supérieures imperméables du Miocène, la charge hydraulique au sein du karst étant supérieure à celle des aquitards du Miocène. La présence de gaz anthropiques dans les eaux thermales échantillonnées au sein de la presqu'île de Balaruc met en évidence un apport d'une eau récente (inférieure à 70 ans) d'origine karstique par phénomène de mélange.

Les forages thermaux F8 et Sète/stade Michel se démarquent des autres ouvrages thermaux par des proportions d'eau de mer et des concentrations en gaz anthropiques plus importantes. Il a été proposé au vu des formations géologiques, que ces mélanges sont dus à une intrusion d'eau salée de type mer actuelle possiblement par le pointement du Jurassique qui se trouve dans la lagune de Thau (entre Sète et Balaruc) et/ou directement par un contact de l'eau de mer avec les roches du Jurassique depuis le mont Saint-Clair (Figure 57). Les analyses isotopiques en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ont montré que dans le cas du forage F8, la proportion d'eaux de type mer actuelle augmente, passant de 6 % en 1996 à 26 % en 2018-2019 possiblement sous l'effet à long terme des pompages et/ou d'une réorganisation des lignes d'écoulement suite à une modification de la recharge et/ou en lien avec les phénomènes récents d'inversac (2008, 2010 et 2014).

SO

NE



### Lithologies

■ Plio-quaternaire    ■ Miocène    ■ Jurassique indifférencié

### Masses d'eaux et flux d'eaux

■ Eaux douce karstique    ■ Eau thermal\*    ■ Eaux de mer    ■ Eaux saumâtre

--> Apport d'eau salée depuis la mer Méditerranée

.....> Apport d'eau salée depuis l'étang de Thau

\*correspondant à 30% d'eau de mer et 70% d'eau karstique

Figure 57 : Représentation schématique de l'alimentation en eau des forages F8 et Sète/Stade Michel. Les eaux thermales (30 % d'eau de mer, 70 % d'eau karstique) remontent depuis le réservoir thermal par la faille de Thau. Un apport complémentaire d'eau salée (+16 % pour F8 et +18 % pour Sète/Stade Michel), représenté par les flèches vertes, provient de la mer Méditerranée et/ou du pointement du Jurassique.

Les signatures chimiques des eaux karstiques s'expliquent principalement par une eau de pluie qui a évolué et interagi avec une roche carbonatée. L'étude géochimique a montré que ces eaux ont deux zones principales de recharge : le causse d'Aumelas représenté par le trop-plein de la Vène (en crue) et la source d'Issanka et le massif de la Gardiole (représenté par les sources d'Ambressac et de Cauvy dans le secteur d'étude). À l'aval d'Issanka, les informations géochimiques montrent que ces deux flux de recharge se mélangent préférentiellement en période de hautes eaux comme le témoignent les informations de P4-Balm et dans une moindre mesure CGE-Tennis. Au sein de la presqu'île de Balaruc, l'aquifère libre présente des eaux d'âge subactuel, tandis que l'eau de l'aquifère jurassique sous couverture (CGE-Tennis) présente un âge apparent d'une trentaine d'années. L'eau de ce réservoir, dont le principal exutoire est la source de la Vise, alimente la presqu'île de Balaruc-les-Bains et peut localement se mélanger avec les eaux thermales comme le témoignent les suivis chimiques et physico-chimiques réalisés sur le forage F5. Les eaux souterraines de la presqu'île de Balaruc (P4 la Balme, Cauvy et Ambressac) présentent une contamination anthropique en SF<sub>6</sub> ce qui a été mis à profit pour mieux tracer les eaux de recharge provenant du massif de la Gardiole et les phénomènes de mélange qui se produisent au sein de la presqu'île entre l'eau du karst et les eaux thermales. L'étude des communautés bactériennes a également permis de tracer ce flux local. Il ressort que les ouvrages F4 et F6 ont des communautés bactériennes qui peuvent être associées aux eaux de Cauvy alors que les eaux de l'ouvrage S12 est plutôt connecté aux eaux d'Ambressac (Figure 29, Figure 28). Ces nouvelles informations apportées par le projet permettent de renforcer le schéma conceptuel de fonctionnement précédemment établi (Aquilina *et al.*, 2003) : la presqu'île de Balaruc constitue le lieu de convergence d'un flux karstique dit régional en provenance de l'impluvium amont (Causse d'Aumelas/montagne de la Moure), de flux karstiques locaux provenant de la partie sud-est de la Gardiole et d'un flux thermal d'origine profonde.

Au sein de la presqu'île de Balaruc, les ouvrages F4, F6 et S12 et à certaines périodes l'ouvrage F5 permettent d'illustrer l'existence du phénomène de mélange entre les eaux thermales et les eaux karstiques. On montre également que les ouvrages F4, F6 et S12 sont alimentés par des flux karstiques récents, et qu'ils sont en relation hydraulique avec les sources de Cauvy (F4, F6) et d'Ambressac (S12). Les ouvrages F4, F6, Cauvy, Ambressac ainsi que l'exutoire de la Vise sont très majoritairement composés d'eau d'origine karstique (de 90-99 % d'eau karstique), d'une contribution variable d'eau thermique au cours du cycle hydrologique (1 à 10 % d'eau d'origine thermique) et d'une faible composante d'eau marine de type mer actuelle. Cette dernière est supposée attribuée au reliquat de salinité apporté par les phénomènes d'inversac récents. Les données permettent de montrer que pour ces ouvrages, la contribution relative du pôle thermal est plus importante en période de hautes eaux (HE). Les mises en charge du karst en HE mobilisent par effet piston de manière plus importante les lignes de courants profonds du réservoir karstique et mobilisent les eaux thermales sous-jacentes (Figure 57)..



## 7. Bibliographie

- Andrews, J. N., Edmunds, W. M., Smedley, P. L. et al.** (1994) - Chlorine-36 in groundwater as a palaeoclimatic indicator : the east midlands triassic sandstone aquifer (uk). *Earth and Planetary Science Letters*, 122(1–2) :159–171.
- Aggarwal, P.K., Matsumoto, T., Sturchio, N.C. et al.** (2015) - Continental degassing of 4He by surficial discharge of deep groundwater. [Letter]. *Nature Geosciences*, 8(1), 35-39.
- Appelo C.A.J, and Postma D.** (1996) - *Geochemistry, groundwater and pollution* (rev. ed.): Rotterdam, Netherlands, CRCPress/Balkema, 536 p.
- Appelo, C.A.J., Postma, D.** (2005) - *Geochemistry, Groundwater and Pollution - 2nd Edition*. Balkema, Rotterdam.
- Aquilina L., Ladouche B., Doerfliger N. et al.** (2003) - Deep water circulation, residence time, and chemistry in a karst complex, *Groundwater*, 41(6), p.790–805.
- Aquilina L., Ladouche B., Dörfliger N. et al.** (2002) - Origin, evolution and residence time of saline thermal fluids (Balaruc springs, southern France): implications for fluid transfer across the continental shelf, *Chemical Geology*, 192(1–2), p.1–21.
- Batiot-guilhe C., Seidel J. L., Lafare A. et al.** (2008) - Characterisation of underground flows in karstic aquifers by studying DOM fluorescence Example of two Mediterranean systems (Lez and Causse d'Aumelas, Southeastern France), 13 th IWRA World Water Congress, 1-4 septembre
- Batiot-Guilhe C., Ladouche B. , J.L. Seidel et al.** (2012) - Projet de gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Caractérisation hydrochimique ; qualité chimique, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème associé. Rapport RP-61013-FR, 294 pages, 17 annexes.
- Bentley, H. W., Phillips, F. M., and Davis, S. N.** (1986a) - Chlorine-36 in the terrestrial environment. In Fritz, P. and Fontes, J.-C., editors, *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, volume 1B, pages 427–480. Elsevier Science, New York.
- Bentley, H. W., Phillips, F. M., Davis, S. N. et al.** (1986b) - Cl-36 dating of very old groundwater .1. The Great Artesian Basin, Australia. *Water Resources Research*, 22(13) :1991–2001.
- Bouchez C , Pupier J., Benedetti L. et al.** (2015) - Isotope Dilution-AMS technique for <sup>36</sup>Cl and Cl determination in low chlorine content waters, *Chemical Geology*, Volume 404, 2015, Pages 62-70, ISSN 0009-2541, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.03.022>.
- Bourgeois, T.** (2019) - Caractérisation du paléokarst sous couverture du démonstrateur DEM'EAUX Thau, Bassin de Montbazin- Gigean et de l'extrémité Est de l'étang de Thau (Hérault) : approche par sismique passive. *Master 2, Université de Montpellier*, 50p.
- Charlier J.-B., Arnaud L., Ducreux L et al.** (2014) - CHLOR-EAU- SOL, volet EAU, Caractérisation de la contamination par la chlordécone des eaux et des sols des bassins versants pilotes guadeloupéen et martiniquais. Rapport final. BRGM/RP-64142-FR, 160 p.
- Cicerone, R. J., Stolarski, R. S., & Walters, S.** (1974) - Stratospheric ozone destruction by man-made chlorofluoromethanes. *Science*, 185(4157), 1165-1167.

**Clark, I. and Fritz, P.** (1997) - Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New-York.

**Condomines, M., Gourdin, E., Gataniou, D. et al.** (2012) - Geochemical behaviour of Radium isotopes and Radon in a coastal thermal system (Balaruc-les-Bains, South of France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 98, 160-176.

**Cook, P. G., Solomon, D. K., Plummer, L. N. et al.** (1995) - Chlorofluorocarbons as tracers of groundwater transport processes in a shallow, silty sand aquifer. *Water Resources Research*, 31(3), 425-434.

**Corcho Alvarado, J. A., Purtschert, R., Barbecot, F. et al.** (2007) - Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using  $^{39}\text{Ar}$ : A multiple environmental tracer ( $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^{85}\text{Kr}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ , and  $^{14}\text{C}$ ) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France). *Water Resources Research*, 43(3).

**Craig, H.** (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.

**Davis, S. N., Cecil, D., Zreda, M. et al.** (1998) - Chlorine-36 and the initial value problem. *Hydrogeology Journal*, 6(1) :104–114

**Davis, S. N., Fabryka-Martin, J. T., and Wolfsberg, L. E.** (2004) - Variations of bromide in potable ground water in the united states. *Ground Water*, 42(6) :902–909.

**Davis, S. N., Moysey, S., Cecil, D. L. et al.** (2003) - Chlorine-36 in groundwater of the united states : empirical data. *Hydrogeology Journal*, 11(2) :217–227.

**Doerfliger N., Ladouche B., Bakalowicz M. et al.** (2001) - Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Synthèse générale. Volume 4. BRGM/RP-50789-FR, 71p.

**Dubois C., Quinif Y., Baele J.-M. et al.** (2014) - The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth- Science Reviews*, 131, p.116- 148.

**Eichinger, L.** (1983) - A contribution to the interpretation of  $^{14}\text{C}$  groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon*, 25(2), 347-356.

**Elliot, T., Andrews, J. N., & Edmunds, W. M.** (1999) - Hydrochemical trends, palaeorecharge and groundwater ages in the fissured Chalk aquifer of the London and Berkshire Basins, UK. *Applied Geochemistry*, 14(3), 333-363.

**Evans, G. V., Otlet, R. L., Downing, R. A. et al.** (1979) - Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. In *Isotope hydrology 1978*.

**Fabryka-Martin, J.** (1988) - Production of radionuclides in the earth and their hydrogeologic significance, with emphasis on Chlorine-36 and Iodine-129. PhD thesis, University of Arizona.

**Fabryka-Martin, J., Davis, S., and Elmore, D.** (1987) - Applications of  $^{129}\text{I}$  and  $^{36}\text{Cl}$  in hydrology. *Nuclear Instruments and Methods in Physics*

**Farman, J. C., Gardiner, B. G., & Shanklin, J. D.** (1985) - Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal  $\text{ClOx}/\text{NOx}$  interaction. *Nature*, 315(6016), 207-210.

**Faure, G** (1986) - Principles of isotope geochemistry. John Wiley and Sons. Chapters 6(7), 8.



**Fontes, J. C.** (1992) - Chemical and isotopic constraints on  $^{14}\text{C}$  dating of groundwater. In Radiocarbon after four decades (pp. 242-261). Springer, New York, NY.

**Fontes, J. C. and Garnier, J. M.** (1979) - Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. Water resources research, 15(2), 399-413.

**Gourcy, L., & Petelet-Giraud, E.** (2011) - Unexpected  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  Variability of Groundwater in the South and Eastern Paris Basin (France) (No. IAEA-CN--186).

**Han, L. F., Plummer, L. N., & Aggarwal, P.** (2012) - A graphical method to evaluate predominant geochemical processes occurring in groundwater systems for radiocarbon dating. Chemical Geology, 318, 88-112.

**Han, L. F. and Plummer, L. N.** (2016) - A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater. Earth-Science Reviews, 152, 119-142.

**Hasegawa, T., Nakata, K., Tomioka, Y. et al.** (2016) - Cross-checking groundwater age by  $^4\text{He}$  and  $^{14}\text{C}$  dating in a granite, Tono area, central Japan. Geochimica et Cosmochimica Acta, 192, 166-185.

**Heaton, T. H. E., & Vogel, J. C.** (1981) - "Excess air" in groundwater. Journal of Hydrology, 50, 201-216.

**Hemelsdaël R., Séranne M., Caritg S et al.** (2021) - Projet DEM'Eaux Thau - Construction d'un modèle géologique 3D du secteur Montpellier-Sète et de l'étang de Thau (34) – Livrable L4 – Rapport final. BRGM/RP-70789-FR

**Hershey, J. P., Fernandez, M., Milne, P. J. et al.** (1986) - The ionization of boric acid in NaCl, Na-Ca-Cl and Na-Mg-Cl solutions at  $25^\circ\text{C}$ . Geochimica et cosmochimica acta, 50(1), 143-148.

**Horneman, A., Stute, M., Schlosser, P. et al.** (2008) - Degradation rates of CFC-11, CFC-12 and CFC-113 in anoxic shallow aquifers of Araihasar, Bangladesh. Journal of contaminant hydrology, 97(1-2), 27-41.

**Huneau F, Blavoux B, Aeschbach-Hertig W et al.** (2001) - Paleogroundwaters of the Valréas Miocene aquifer (southeastern France) as archives of the LGM/Holocene transition in the western Mediterranean region. Proceedings of the International Conference on the Study of Environmental Changes Using Isotope Techniques (13):84–90

**Husson, E.** (2013) - Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: implications sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts créacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, 316p.

**Ibrahim, T.** (2006) - Traçage des eaux en milieu karstique : Apport du groupe des terres rares. Application au bassin de Thau (Sud-Est de la France), Diplôme postgrade d'hydrogéologue, Travail de fin d'étude, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 99 pp.

**Ingerson, E., & Pearson, F. J.** (1964) - Estimation of age and rate of motion of groundwater by the  $^{14}\text{C}$ -method. Recent Researches in the Fields of Atmosphere, Hydrosphere and Nuclear Geochemistry, 263-283.

**International Atomic Energy Agency** (2006) - Use of chlorofluorocarbons in hydrology: a guidebook. Internat. Atomic Energy Agency.

**Kakihana, H., Kotaka, M., Satoh, S. et al.** (1977) - Fundamental studies on the ion-exchange separation of boron isotopes. Bulletin of the chemical society of Japan, 50(1), 158-163.

**Khalil, M. A. K., & Rasmussen, R. A.** (1989) - The potential of soils as a sink of chlorofluorocarbons and other man-made chlorocarbons. Geophysical Research Letters, 16(7), 679-682.

**Kulongoski, J.T., Hilton, D.R., Barry, P.H. et al.** (2013) - Volatile fluxes through the Big Bend section of the San Andreas Fault, California: Helium and carbon-dioxide systematics. Chemical Geology, 339, 92-102.

**Labasque, T.** (2006) - Analyse des CFC dans les eaux souterraines. Géosciences Rennes. Cahiers techniques de Géosciences Rennes, Rennes.

**Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud et al.** (2014) - Inter-laboratory comparison of the analyses of sulphur hexafluoride (SF<sub>6</sub>) and three chlorofluorocarbons (CFC-11,-12 and-113) in groundwater and an air standard. Applied geochemistry, 50, 118-129.

**Ladouche B., Dewandel B., Lamotte C. et al.** (2021) - Plateforme DEM'Eaux Thau - 1ères acquisitions sur la source de la Vise, forages DEMENT1, DEMENT2, DEMENT3, DEMENT4 – Livrable L10 – Rapport final. BRGM/RP-70842-FR

**Ladouche B., Lamotte C., Hemelsdael R. et al.** (2019) - DEM'Eaux Thau - Synthèse et valorisation préliminaire des données sur l'hydrosystème de Thau (34). Rapport final. BRGM/RP-68483-FR, 313 p., 133 fig., 6 tab., 6 ann.

**Ladouche B., Doerfliger N., Bakalowicz M. et al.** (2001) - Étude du pourtour est de l'étang de Thau. Phase II. Caractérisation hydrochimique des réservoirs souterrains karstiques et thermaux. Volume 3. BRGM/RP-50788-FR, 79 p.

**Ladouche B., Lamotte C., Hemelsdael R. et al.** (2019) - DEM'Eaux Thau - Synthèse et valorisation préliminaire des données sur l'hydrosystème de Thau (34). Rapport final. BRGM/RP-68483-FR, 313p.

**Ladouche B., Millot R., Guerrot C. et Lamotte C.** (2011) - Caractérisation géochimique des eaux de l'hydrosystème de la presqu'île de Balaruc-Les-Bains lors d'un épisode d'inversac, BRGM/RP 59922-FR- 93p.

**Ladouche B., Millot R., Guerrot C. et al.** (2012) - Caractérisation géochimique de l'aquifère hydrothermal de Balaruc-les-Bains lors d'un épisode d'inversac, in Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues. " Ressources et gestion des aquifères littoraux. Cassis 2012. ", p.141–149, Cassis, France.

**Ladouche, B., Aquilina, L., Dorfliger, N.** (2009) - Chemical and isotopic investigation of rainwater in Southern France (1996–2002): Potential use as input signal for karst functioning investigation. Journal of Hydrology, 367(1-2), 150-164.

**Ladouche, B., Aquilina, L., Cubizoles, J., and Négrel, P.** (1998) - Rainfall chemistry in the south of France (Hérault, 1996–1997), in *Mineralogical Magazine*, in: 8th Annual VM Goldschmidt Conference, 30, 842–843.

**Lamotte C. avec la collaboration de Brisset N.** (2011) - Ressource en eau thermale de la station de Balaruc-Les-Bains – Etat des lieux (Hérault). BRGM/RP-58781-FR, 112p.

**Lavastre, V., La Salle, C. L., Michelot, J. L. et al.** (2010) - Establishing constraints on groundwater ages with  $\text{Cl-36}$ ,  $\text{C-14}$ ,  $\text{H-3}$ , and noble gases : A case study in the eastern paris basin, france. *Applied Geochemistry*, 25(1) :123–142.

**Lemaire B., Paloc H., Masson J. et Potie L.** (1968) - Étude sur les sources de Cauvy - Commune de Balaruc-les-Bains (Hérault) - Etat des connaissances hydrogéologiques au 1er janvier 1968 - Proposition de programme. BRGM/RP 68 SGL 003 LRO, 130p.

**Lemaitre L.**, (2020) - Apport des traceurs de datation ( $\text{CFC}$ ,  $\text{SF}_6$ ,  $3\text{H}$ ,  $4\text{He}$ ) à la compréhension des circulations d'eaux souterraines dans l'hydrosystème de Thau. Rapport de stage de Master 2, Université de Montpellier.

**Love, A. J., Herczeg, A. L., Sampson, L. et al.** (2000) - Sources of chloride and implications for  $^{36}\text{Cl}$  dating of old groundwater, Southwestern Great Artesian Basin, Australia. *Water Resources Research*, 36(6) :1561–1574.

**Lucas, L. L., & Unterweger, M. P.** (2000) - Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of research of the National Institute of Standards and Technology*, 105(4), 541.

**Mahara, Y., Habermehl, M. A., Hasegawa, T. et al.** (2009) - Groundwater dating by estimation of groundwater flow velocity and dissolved  $\text{He-4}$  accumulation rate calibrated by  $\text{Cl-36}$  in the Great Artesian Basin, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1-2) :43–56.

**Maloszewski P. et Zuber A.** (1982) - Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability: *Journal of Hydrology*, 57(3–4), p. 207–231.

**Marechal J-C, Ladouche B., Hakoun V. et al.** (2022) - Inversac de la source sous-marine de la Vise à Thau : mécanisme et modélisation. Rapport final. BRGM/RP-70839-FR,

**Méjean, P., Pinti, D. L., Larocque, M. et al.** (2016) - Processes controlling  $^{234}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$  isotope fractionation and helium in the groundwater of the St. Lawrence Lowlands, Quebec: The potential role of natural rock fracturing. *Applied geochemistry*, 66, 198-209.

**Millot R., Petelet-Giraud E., Guerrot et al.** (2010c) - Multi-isotopic composition ( $\delta^7\text{Li}$ - $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^{\text{D}}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ) of rainwaters in France: origin and spatio-temporal characterization. *Applied Geochemistry*, 25: 1510-1524.

**Millot, R., Guerrot, C., Bullen, T.D.** (2004a) - Precise measurement of Li isotopes by MC-ICP-MS and comparison with TIMS analyses. In: Winter Conference on Plasma Spectrochemistry, January 5–10, Fort Lauderdale, USA.

**Millot, R.** (2013) - Les isotopes du lithium : exemples d'applications en géochimie (Mémoire présenté en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches, Université d'Orléans).

**Molina Porras, A.** (2017) - Apport du radon et des isotopes du radium à la caractérisation des circulations souterraines en domaine karstique : application à l'aquifère du Lez (Hérault, France). Université de Montpellier : thèse de doctorat, Sciences de l'eau, sous la direction de Seidel, Jean-Luc .

**Molina, M. J. and F. S. Rowland** (1974) - "Stratospheric sink for chlorofluoromethanes : chlorine atom-catalysed destruction of ozone." *Nature* 249: 810-812.

**Mook, W. G. and Rafter, T. A.** (1972) - Reconstruction of the initial  $^{14}\text{C}$  content of groundwater from the chemical and isotopic composition. Univ. of Groningen, Netherlands; comp.

**Münnich, K. O.** (1957) - Messungen des  $\text{C } 14$ -Gehaltes von hartem Grundwasser. *Naturwissenschaften*, 44(2), 32-33.

**Newman B. D., Osenbrück K., Aeschbach-Hertig W. et al.** (2010) - Dating of 'young' groundwaters using environmental tracers: advantages, applications, and research needs. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 46(3), 259-278.

**Personné, J. C., Poty, F., Vaute, L. et al.** (1998) - Survival, transport and dissemination of *Escherichia coli* and enterococci in a fissured environment. Study of a flood in a karstic aquifer. *Journal of Applied Microbiology*, 84(3), 431-438.

**Pérotin L., Ladouche B., de Montety V. et al.** - Multiple flow origins in karst springs deciphered using high frequency monitoring of dissolved gases – case of the Lez spring (South of France)

**Petersen, J., Deschamps, P., Gonçalves, et al.** (2014) - Quantifying paleorecharge in the continental intercalaire (CI) aquifer by a Monte-Carlo inversion approach of  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  data. *Appl. Geochem.* 50, 209–221.

**Petelet-Giraud, E., Négrel, P., Aunay, B. et al.** (2016) - Coastal groundwater salinization: Focus on the vertical variability in a multi-layered aquifer through a multi-isotope fingerprinting (Roussillon Basin, France). *Science of the Total Environment*, 566, 398-415.

**Pétre, M.A., Ladouche B., Seidel J.L. et al.** (2020) - Hydraulic and geochemical impact of occasional saltwater intrusions through a submarine spring in a karst and thermal aquifer (Balaruc peninsula near Montpellier, France). *Hydrology and Earth System Sciences* 24(11): 5656-5672. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5655-2020>

**Phillips, F. M.** (2000) - Chlorine-36. In Cook, P. and Herczeg, A. L., editors, *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, pages 299–348. Kluwer Acad., Norwell, Mass.

**Phillips, F. M., Bentley, H. W., Davis, S. N. et al.** (1986) -  $\text{Cl-}36$  dating of very old groundwater .2. Milk River Aquifer, Alberta, Canada. *Water Resources Research*, 22(13) :2003–2016.

**Pinault J.L, Doerfliger N, Ladouche B. et al.** (2004) - Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. *Water Ressources Research* 40p.

**Plummer L., Böhle J. and Busenberg E.** (2003) - Water-Resources Investigations Report 03-4035, U.S. Geological Survey, p.12-24.

**Plummer, L. N., and Glynn, P. D.** (2013) - Radiocarbon Dating in groundwater systems. Chapter 4. Isotope methods for dating old groundwater: Vienna. International Atomic.

**Quiers, M., Batiot-Guilhe, C., Bicalho, C. C et al.** (2014) - Characterisation of rapid infiltration flows and vulnerability in a karst aquifer using a decomposed fluorescence signal of dissolved organic matter. *Environmental earth sciences*, 71(2), 553-561.

**Saltel, M., Rebeix, R., Thomas, B. et al.** (2019) - Paleoclimate variations and impact on groundwater recharge in multi-layer aquifer systems using a multi-tracer approach (northern Aquitaine basin, France). *Hydrogeol J* 27, 1439–1457 (2019). <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01944-x>

**Saltel M., Innocent C., Franceschi M. et al.** (2014) - Eaurigine- Caractérisation de la paléorecharge des aquifères du nord du Bassin aquitain par l'utilisation de traceurs isotopiques et des gaz rares. Rapport final. BRGM/RP-62193-FR, 43 p., 18 fig., 2 ann

**Solomon, D. K., Hunt, A., & Poreda, R. J.** (1996) - Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers: Implications for dating young groundwater. *Water Resources Research*, 32(6), 1805-1813.

**Suckow A.** (2014) - The age of groundwater – Definitions, models and why we do not need this term. *Applied Geochemistry*, 50, p.222-230.

**Sugisaki, R., & Taki, K.** (1987) - Simplified analyses of He, Ne, and Ar dissolved in natural waters. *Geochemical Journal*, 21(1), 23-27.

**Tamers, M. A.** (1975) - Validity of radiocarbon dates on ground water. *Geophysical surveys*, 2(2), 217-239.

**Torgersen, T., Habermehl, M., Phillips, F. et al.** (1991) - Chlorine 36 dating of very old groundwater : 3. further studies in the great artesian basin, australia. *Water Resources Research*, 27(12) :3201–3213.

**Torgersen, T. and Clarke, W. B.** (1985) - Helium accumulation in groundwater, I : An evaluation of sources and the continental flux of crustal 4He in the great artesian basin, australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(5) :1211–1218.

**Torgersen, T.** (1980) - Controls on pore-fluid concentration of 4He and 222Rn and the calculation of 4He/222Rn ages. *Journal of Geochemical Exploration*, 13(1), 57-75.

**Torgersen, T.** (1993) - Defining the role of magmatism in extensional tectonics: Helium 3 fluxes in extensional basins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978- 20 12), 98(B9), 16257-16269.

**Torgersen, T., Drenkard, S., Farley, K. et al.** (1994) - Mantle helium in the groundwater of the Mirror Lake Basin, New Hampshire, USA In *Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry*, ed. J. Matsuda, 279-292 : Tokyo: Terra Scientific Publishing Co.

**Torgersen, T., Drenkard, S., Stute, M. et al.** (1995) - Mantle helium in ground waters of eastern North America: Time and space constraints on sources. *Geology*, 23(8), 675-678.

**Trincherro, P., Sidborn, M., Puigdomenech, et al.** (2019) - Groundwater age dating in fractured rock using 4 He data. *Journal of Hydrology X* 4, 100036. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100036>

**Varsányi, I., Palcsu, L., & Kovács, L. Ó.** (2011) - Groundwater flow system as an archive of palaeotemperature: noble gas, radiocarbon, stable isotope and geochemical study in the Pannonian Basin, Hungary. *Applied Geochemistry*, 26(1), 91-104.

**Vautour, G., Pinti, D. L., Méjean, P et al.** (2015) -  $3\text{H}/3\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$  and  $(\text{U}-\text{Th})/\text{He}$  groundwater ages in the St. Lawrence Lowlands, Quebec, Eastern Canada. *Chemical Geology*, 413, 94-106.

**Vigouroux P., Le Strat P., Tessier G. et al.** (2008) - Calcaires jurassiques - Pli ouest de Montpellier et Massif de la Gardiole. Etat des lieux hydrogéologiques. Présentation BRGM, 5p.

**Vigouroux, Philippe** (2018) - Projet DEM'Eaux-Thau - Forage "Stade Michel" à Sète (34) - Dossier de l'Ouvrage Exécuté. Livrable L6. Rapport final. BRGM/RP-68549-FR, 40 p., 3 ann.

**Viguié B.** (2016) - Caractérisation des facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains à différentes échelles de temps en zone de piedmont aride et hyper-aride: exemple de l'aquifère de la Pampa del Tamarugal (Nord Chili), 244p. PhD thèse, Université des Sciences de Montpellier

**Vogel J.C.** (1967) - Investigation of groundwater flow with radiocarbon: Isotopes in hydrology, proceedings from Conference on Isotopes in Hydrology, Vienna, International Atomic Energy Agency, p.355–368.

**Weiss, R. F., and Price, B. A.** (1980) - Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Marine chemistry*, 8(4), 347-359.

**Widhen F, Séranne M., Ballas G. et al.** (2022) - Long-term evolution of a carbonate reservoir submitted to fresh, saline and thermal waters interactions - Jurassic carbonates in the coastal area of the Gulf of Lion margin (southern France), *Bulletin de la Société Géologique de France*

## Annexe 1

### Planche photographique des points de prélèvements

#### Ambressac

Coordonnées :  
43.443197, 3.69810



#### Cauvy

Coordonnées: 43.4457,  
3.6838





CGE Tennis  
Coordonnées: 43.46299  
71, 3.688933



Forage F10

Coordonnées:  
43.437172, 3.673942



Forage 14

Coordonnées:  
43.439287, 3.67295





Forage F3

Coordonnées:  
43.44182, 3.6748654



F4 hôtel

Coordonnées:  
43.44408, 3.67748



Forage F5  
Coordonnées: 43.44219  
58, 3.674010

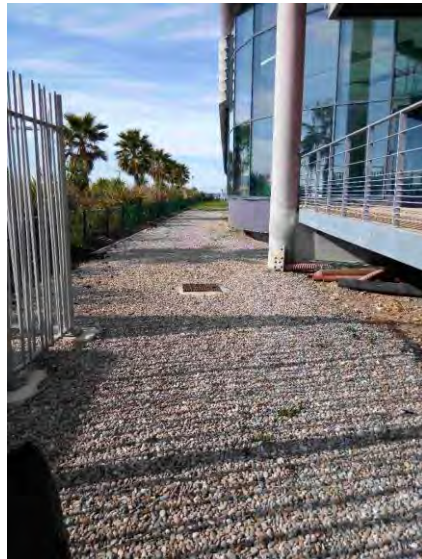


Forage F6

Coordonnées:  
43.4448874, 3.6751218



Forage F8



Forage F9

Coordonnées:  
43.4421779, 3.674010





Frescaly



Issanka

Coordonnées:  
43.47935, 3.6982



Issanka pavillon



Issanka déversoir

P4 la Balme  
Coordonnées: 43.45686  
, 3.70147



Pézenas  
Coordonnées: 43.4646,  
3.4099



Rouvierette





S12 Ecole George Sand  
Balaruc-les-Bains

Coordonnées: 43.4403,  
3.6779

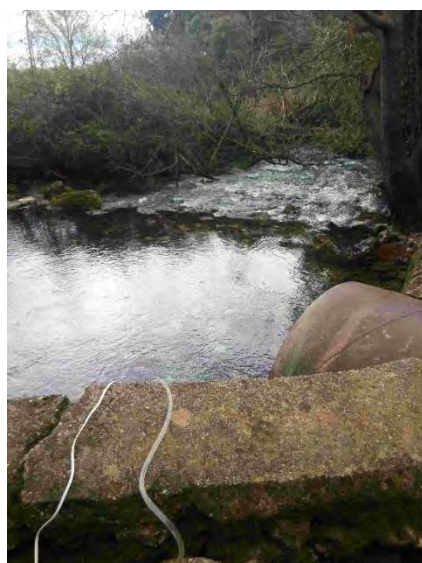


Sète/Stade Michel  
Coordonnées:  
43.4120970, 3.669557



Vène

Coordonnées :  
43.5342194, 3.694879





## **Annexe 2**

### **Résultats des caractérisations multi-isotopiques des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau**





**Tableau A. 1: Paramètres physico-chimiques et mesures de coliformes totaux et fécaux des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).**

Nom des échantillons	Code BSS	Date	T	pH	Conductivité	PCO2_calc	O2	Coliforme Totaux	Coliforme Fécaux
			°C		µS/cm	atm	mg/L	UFC	UFC
Sète/Stade Michel T0+1h	BSS003CGKO	20/02/2018	40,6	6,3	27500	0,4918	0,8	15	0
Sète/Stade Michel T0+4h	BSS003CGKO	20/02/2018	38,5	6,38	28000	0,2473	1,0	2	0
Sète/Stade Michel T0+24h	BSS003CGKO	21/02/2018	39,9	6,37	28200	0,2491	0,9	1	0
Sète/Stade Michel T0+48h	BSS003CGKO	22/02/2018	39,4	6,37	28300	0,2467	1,1	0	0
Ambressac	10166X0252/AMBRES	28/03/2018	15,7	7,6	2610	0,0115	9,1	248,1	7,5
Cauvy	10165X0021/CAUVY	28/03/2018	17,3	7,08	950	0,0342	6,2	17,5	<1
CGE-Tennis	10166X0212/BV83	27/03/2018	16,7	7,26	640	0,0208	6,1	<1	<1
F10	10165X0254/F10	26/03/2018	26,1	6,29	14150	0,3406	1,1	5,2	<1
F14	10165X0257/F14	26/03/2018	45,3	6,19	19430	0,3873	0,3	<1	<1
F3	10165X0183/F3	26/03/2018	33,8	8,88	13910	0,0001	1,3	<1	<1
F4 Hotel	10165X0184/F4	29/03/2018	23,9	6,81	5220	0,0746	0,2	<1	<1
F5	10165X0185/F5	26/03/2018	49,0	6,16	19150	0,4207	0,4	<1	<1
F6	10165X0251/F6	26/03/2018	22,8	6,91	4360	0,0521	4,9	<1	<1
F8	10165X0211/BB2	26/03/2018	36,3	6,31	26800	0,2747	1,1	3,1	<1
F9	10165X0252/F9	26/03/2018	48,0	6,11	19480	0,4577	0,2	<1	<1
Issanka deversoir	10162X0010/ISKA	27/03/2018	16,3	7,06	610	0,0340	9,1	13,2	1
Issanka pavillon	10162X0010/ISKA	27/03/2018	15,6	7,04	610	0,0343	8,1	NA	NA
P4-La-Balme	10166X0253/P4	27/03/2018	17,2	7,05	710	0,0374	7,5	11	4,1
Pézenas	10156X0008/PZNS_2	26/03/2018	37,2	7,2	560	0,0208	0,5	<1	<1
Rouvierette	NA	28/03/2018	19,7	7,52	800	0,0097	0,2	43,2	<1
S12 Ecole	10165X0020/Therma	28/03/2018	43,7	5,96	18910	0,6757	1,0	3,1	<1
Vène	10162X0226/V	27/03/2018	14,8	7,02	630	0,0384	8,2	461,1	2
Ambressac	10166X0252/AMBRES	30/08/2018	19,1	8,09	1802	0,0033	8,5	2419,6	224,7
Cauvy	10165X0021/CAUVY	30/08/2018	18,1	7,06	889	0,0360	6,6	14,6	<1
CGE-Tennis	10166X0212/BV83	28/08/2018	17,8	7,12	625	0,0304	5,9	8,6	<1
F10	10165X0254/F10	28/08/2018	23,1	6,39	14330	0,2759	1,1	104,6	<1
F14	10165X0257/F14	28/08/2018	45,2	6,11	19200	0,4652	0,3	<1	<1
F3	10165X0183/F3	28/08/2018	34	8,86	17780	0,0001	0,6	<1	<1
F4 Hotel	10165X0184/F4	29/08/2018	24,5	7,3	3620	0,0209	1,5	15,8	<1
F5	10165X0185/F5	28/08/2018	49,5	5,94	18730	0,6748	0,3	<1	<1
F6	10165X0251/F6	28/08/2018	23,7	6,96	3680	0,0465	5,4	<1	<1
F8	10165X0211/BB2	28/08/2018	37,1	6,26	26500	0,3069	0,5	<1	<1
F9	10165X0252/F9	28/08/2018	48,2	5,98	18860	0,6281	0,7	<1	<1
Issanka	10162X0010/ISKA	29/08/2018	17,6	7,14	628	0,0286	6,5	83,3	5,2
P4-La-Balme	10166X0253/P4	04/09/2018	18	7,18	724	0,0289	6,7	15,2	1
Pézenas	10156X0008/PZNS_2	28/08/2018	36,3	7,16	560	0,0239	1,0	<1	<1
S12	10165X0020/Therma	30/08/2018	44,2	6,11	19120	0,4704	0,9	1	<1
Sète/Stade Michel	BSS003CGKO	29/08/2018	25,4	6,38	15440	0,2895	2,0	1	<1
Sète/Stade Michel	BSS003CGKO	04/09/2018	33,2	6,19	15080	0,4360	2,0	2	<1
Ambressac	10166X0252/AMBRES	23/05/2019	18,2	8,03	1692	0,0042	9,3	2419,60	2419,6
Cauvy	10165X0021/CAUVY	22/05/2019	17,5	7,13	831	0,0311	3,0	64,4	<1
CGE-Tennis	10166X0212/BV83	21/05/2019	17,9	7,26	652	0,0216	4,1	<1	<1
F10	10165X0254/F10	21/05/2019	25,6	6,39	13940	0,2670	0,3	7,5	<1
F14	10165X0257/F14	21/05/2019	43,4	6,13	19410	0,4388	1,5	<1	<1
F3	10165X0183/F3	21/05/2019	35,6	8,96	13850	0,0008	0,2	<1	<1
F4 Hotel	10165X0184/F4	22/05/2019	24,7	6,78	5080	0,0784	4,3	<1	<1
F5	10165X0185/F5	21/05/2019	47	5,99	18960	0,6132	1,1	<1	<1
F6	10165X0251/F6	21/05/2019	20,6	7,07	1971	0,0361	7,2	<1	<1
F8	10165X0211/BB2	21/05/2019	35,9	6,18	26900	0,3697	0,8	<1	<1
F9	10165X0252/F9	21/05/2019	47,2	6,01	19370	0,5795	1,0	<1	<1
Frescaly	NA	22/05/2019	16,6	7,35	639	0,0176	0,4	<1	<1
Issanka	10162X0010/ISKA	23/05/2019	17,6	7,19	606	0,0249	6,2	2	1
P4-La-Balme	10166X0253/P4	22/05/2019	18,5	6,97	693	0,0461	6,9	3,1	<1
Pézenas	10156X0008/PZNS_2	21/05/2019	35,1	6,98	561	0,0380	1,5	<1	<1
S12	10165X0020/Therma	22/05/2019	44,8	6,19	18710	0,3974	3,2	1	<1
Ambressac	10166X0252/AMBRES	12/12/2019	15	7,6	2270	0,0107	10,8	261,3	19,9
Cauvy	10165X0021/CAUVY	12/12/2019	16,9	7,2	844	0,0247	6,9	8,6	0
CGE-Tennis	10166X0212/BV83	10/12/2019	16,4	7,3	637	0,0198	6,3	2	0

*Tableau A. 2: Paramètres physico-chimiques et mesures de coliformes totaux et fécaux des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/2).*

Nom des échantillons	Code BSS	Date	T	pH	Conductivité	PCO2_calc	O2	Coliforme Totaux	Coliforme Fécaux
			°C		µS/cm	atm	mg/L	UFC	UFC
F14	10165X0257/F14	10/12/2019	45,6	6,2	19170	0,4061	0,2	0	0
F3	10165X0183/F3	10/12/2019	32,4	6,5	14650	0,2024	0,6	0	0
F5	10165X0185/F5	10/12/2019	45,1	6,2	19110	0,3286	0,9	0	0
F6	10165X0251/F6	10/12/2019	23,5	7,0	2820	0,0400	5,0	1	0
F8	10165X0211/BB2	10/12/2019	34,6	6,4	26700	0,2198	0,4	0	0
F9	10165X0252/F9	10/12/2019	47,9	6,2	18800	0,3851	0,4	0	0
Issanka	10162X0010/ISKA	12/12/2019	15,8	7,1	601	0,0283	8,3	71,7	8,6
P4-La-Balme	10166X0253/P4	11/12/2019	17,1	7,1	683	0,0299	6,7	248,9	2
Pézenas	10156X0008/PZNS_2	10/12/2019	35	7,3	563	0,0172	1,0	0	0
S12 Ecole	10165X0020/Therma	11/12/2019	42,5	6,3	18710	0,3088	2,2	0	0
Sète/Stade Michel	BSS003CGKO	11/12/2019	30,7	6,4	14260	0,2644	1,2	4,1	0
Vène	10162X0226/V	12/12/2019	14,8	7,0	646	0,0448	8,3	139,6	9,8
Vise	10165X0004/ISTPE	10/12/2019	14,4	7,1	2490	0,0308	5,3	2	0

Tableau A. 3 : Résultats des analyses sur les éléments majeurs des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).

Nom des échantillons	Date	SiO <sub>2</sub>	Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
mg/L											
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018	NA	10137	5342	35,4		1448,7	949,1	609,6	622,6	< LD
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	NA	10434	5528	36,3		1521,9	573,8	634,9	650,6	< LD
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018	NA	10496	5593	36,9		1515,9	564,8	635,8	658,8	< LD
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018	NA	10647	5670	37,5		1519,7	559,4	646,9	670,1	20,4
Ambressac	28/03/2018	NA	566	293	10,9	1,8	119,0	441,6	178,3	50,2	18,6
Cauvy	28/03/2018	NA	99	55	2,8		40,4	397,7	121,4	19,8	13,8
CGE-Tennis	27/03/2018	NA	23	12	0,8		19,0	365,5	99,3	19,1	5,9
F10	26/03/2018	NA	4496	2195	59,8	12,9	678,1	642,3	619,2	301,8	< LD
F14	26/03/2018	NA	6118	3157	106,3	25,4	878,2	580,1	664,7	324,4	< LD
F3	26/03/2018	NA	4828	2533	74,0	14,2		47,3	133,4	215,6	< LD
F4 Hotel	29/03/2018	NA	1457	771	24,9	4,5	222,8	465,6	205,0	96,0	4,7
F5	26/03/2018	NA	6150	3120	105,5	19,9	872,1	588,1	641,7	322,9	< LD
F6	26/03/2018	NA	1154	607	21,8	3,8	184,1	409,3	186,7	85,4	8,8
F8	26/03/2018	NA	8951	4770	163,8	31,5	1215,3	542,3	668,8	544,0	< LD
F9	26/03/2018	NA	5992	3131	112,3	21,8	867,3	570,2	663,5	325,7	< LD
Issanka deversoir	27/03/2018	NA	21	10	0,4		11,1	377,9	111,8	9,1	2,4
Issanka pavillon	27/03/2018	NA	21	11	0,4		11,2	363,6	111,3	9,1	2,7
P4-La-Balme	27/03/2018	NA	33	14	0,7		17,0	405,9	124,3	13,0	9,9
Pézenas	26/03/2018	NA	19	13	1,9		12,2	318,8	61,4	29,7	< LD
Rouvierette	28/03/2018	NA	26	40	7,1		152,3	310,6	83,9	36,5	< LD
S12 Ecole	28/03/2018	NA	6168	3253	111,4	22,2	890,3	596,0	643,8	335,6	< LD
Vène	27/03/2018	NA	20	10	0,6		10,7	389,3	121,7	5,5	3,5
Ambressac	30/08/2018	8,0	340	187	7,6	1,4	88,8	395,0	121,3	35,6	18,6
Cauvy	30/08/2018	9,2	84	47	2,2		33,0	400,2	109,5	17,5	11,0
CGE-Tennis	28/08/2018	9,4	24	12	0,9		19,2	387,0	91,6	18,3	6,3
F10	28/08/2018	NA	4416	2049	51,2	14,9	691,7	655,1	530,5	277,0	< LD
F14	28/08/2018	NA	6249	3129	98,2	22,7	912,4	579,5	586,5	309,1	< LD
F3	28/08/2018	NA	4852	2426	65,8	13,0	64,4	59,1	102,6	225,0	< LD
F4 Hotel	29/08/2018	13,6	852	449	15,7	2,8	141,9	403,7	142,1	65,2	7,0
F5	28/08/2018	NA	6152	3087	99,2	21,3	906,9	568,4	561,7	307,9	< LD
F6	28/08/2018	15,4	908	491	16,6		150,9	410,2	149,6	69,6	6,3
F8	28/08/2018	NA	8845	4569	150,8	41,6	1263,0	540,1	557,7	491,4	< LD
F9	28/08/2018	NA	6054	3113	100,1	19,1	884,7	580,1	566,7	310,5	< LD
Issanka	29/08/2018	8,7	21	11	0,8		12,8	381,3	105,0	9,8	5,5
P4-La-Balme	04/09/2018	8,4	32	15	0,7		17,5	422,5	107,9	15,1	8,6
Pézenas	28/08/2018	19,0	20	13	1,8		13,3	333,5	55,0	29,7	< LD
S12	30/08/2018	NA	6060	2996	97,1	20,2	898,6	586,0	542,7	298,7	< LD
Sète/Stade Michel	29/08/2018	NA	4828	2496	80,0	18,8	745,7	671,5	466,5	272,1	< LD
Sète/Stade Michel	04/09/2018	NA	4741	2408	76,8		730,6	653,1	468,7	262,7	< LD
Ambressac	23/05/2019	11,0	316	178	7,7	0,7	74,6	440,0	135,6	35,6	14,0
Cauvy	22/05/2019	10,4	71	42	2,2		30,3	406,1	116,3	17,4	8,2
CGE-Tennis	21/05/2019	10,5	23	13	0,8		19,9	379,6	98,2	19,7	5,3
F10	21/05/2019	NA	4456	2278	61,9		644,9	633,9	637,7	296,6	< LD
F14	21/05/2019	NA	6195	3326	106,9		840,6	572,5	715,3	340,4	< LD
F3	21/05/2019	NA	4651	2509	66,3	13,1	636,2	678,8	579,4	321,2	17,7
F4 Hotel	22/05/2019	NA	1343	735	24,9	4,6	213,8	457,0	214,1	94,7	0,1
F5	21/05/2019	NA	7212	3865	127,3		972,2	579,5	816,1	395,1	< LD
F6	21/05/2019	NA	384	213	7,7	1,1	85,1	410,4	129,3	45,7	3,2
F8	21/05/2019	NA	8877	4918	163,2	31,8	1134,7	541,1	685,3	541,2	< LD
F9	21/05/2019	NA	6124	3299	107,5		844,5	573,5	688,5	335,8	< LD
Frescaly	22/05/2019	8,4	27	15	0,9		11,7	380,2	102,7	13,4	0,4
Issanka	23/05/2019	10,7	20	11	0,8		12,7	372,6	105,9	11,4	4,8
P4-La-Balme	22/05/2019	10,0	29	15	0,6		17,7	415,8	114,1	16,1	7,1
Pézenas	21/05/2019	21,7	18	14	1,7		12,9	350,5	59,0	29,9	< LD
S12	22/05/2019	NA	5909	3170	104,0		812,5	595,2	667,1	324,6	< LD
Ambressac	12/12/2019	7,3	479	251	9,5		95,7	420,6	155,5	45,0	<LD
Cauvy	12/12/2019	7,8	72	43	2,1		29,5	361,0	112,2	16,8	<LD
CGE-Tennis	10/12/2019	8,2	23	12	0,8		18,1	340,6	96,6	18,7	<LD

*Tableau A. 4: Résultats des analyses sur les éléments majeurs des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).*

Nom des échantillons	Date	SiO <sub>2</sub>	Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
		mg/L									
F14	10/12/2019	27,7	6084	3225	107,0		840,7	567,7	670,2	320,1	<LD
F3	10/12/2019	20,2	4575	2364	61,9		678,1	619,0	561,8	303,2	<LD
F5	10/12/2019	28,6	5979	3197	107,3		855,4	552,3	653,5	319,4	<LD
F6	10/12/2019	10,3	656	355	12,7	1,9	118,7	396,0	144,3	56,8	<LD
F8	10/12/2019	21,3	8849	4754	162,5		1167,5	559,2	647,0	515,7	<LD
F9	10/12/2019	28,1	5974	3192	107,2		839,1	563,7	655,2	319,7	<LD
Issanka	12/12/2019	5,8	17	10	0,5		8,7	345,1	113,0	6,1	<LD
P4-La-Balme	11/12/2019	7,1	27	14	0,6		17,1	372,6	114,8	14,1	<LD
Pézenas	10/12/2019	17,6	17	14	1,7		12,7	302,5	58,2	29,2	<LD
S12 Ecole	11/12/2019	28,9	5958	3176	105,6		836,5	582,3	654,3	318,1	<LD
Sète/Stade Michel	11/12/2019	NA	4443	2374	78,6		682,7	642,3	555,1	265,7	<LD
Vène	12/12/2019	6,4	19	10	0,7		8,9	386,1	124,5	5,3	<LD
Vise	10/12/2019	9,6	555	299	10,7	1,5	102,9	375,3	129,1	55,1	<LD

**Tableau A. 5: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/4).**

Nom des échantillons	Date	Li	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As
µg/L													
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018	168,07	2321,33	<LD	1,37	<LD	23,25	75,16	0,34	2,31	6,71	977,58	0,51
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	156,68	2348,17	4,37	1,27	<LD	21,86	62,95	0,29	2,13	5,53	1129,27	0,47
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018	151,21	2367,56	1,63	1,47	<LD	20,56	63,22	0,25	1,84	4,32	4,18	0,47
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018	151,49	2289,12	4,11	1,59	<LD	20,21	43,19	0,25	1,89	4,62	6,08	0,44
Ambressac	28/03/2018	8,05	191,48	NA	0,52	0,25	1,41	1,18	0,04	0,49	0,47	3,06	NA
Cauvy	28/03/2018	2,57	58,60	0,69	0,58	0,37	0,19	3,48	0,05	0,40	0,17	0,79	0,17
CGE-Tennis	27/03/2018	1,41	19,99	1,01	0,59	0,74	0,05	1,84	0,03	0,47	0,16	0,92	0,13
F10	26/03/2018	186,27	753,97	NA	0,13	0,31	51,61	646,09	1,88	6,32	3,49	1,91	1,35
F14	26/03/2018	174,61	1221,66	NA	1,10	NA	43,33	56,19	0,53	3,84	3,92	3,56	0,64
F3	26/03/2018	159,52	547,54	NA	NA	NA	324,61	1,90	0,04	0,16	0,36	0,42	NA
F4 Hotel	29/03/2018	30,75	264,20	NA	0,55	0,91	1,22	1,98	0,05	40,42	0,21	1,48	NA
F5	26/03/2018	160,90	1100,27	NA	0,41	NA	30,25	78,42	0,47	2,29	NA	2,31	NA
F6	26/03/2018	18,32	215,32	NA	0,56	0,40	0,05	2,75	NA	0,45	0,11	0,98	NA
F8	26/03/2018	163,55	1884,81	NA	1,48	NA	85,93	67,29	0,88	6,59	NA	4,71	NA
F9	26/03/2018	170,62	1109,08	NA	0,63	NA	33,16	79,02	0,48	2,55	3,32	2,81	NA
Issanka deversoir	27/03/2018	0,49	12,44	1,23	0,34	0,22	0,06	2,05	0,02	0,54	8,39	4,23	0,09
Issanka pavillon	27/03/2018	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
P4-La-Balme	27/03/2018	1,01	18,68	1,65	0,51	0,84	0,24	4,90	0,04	1,65	0,61	1,19	0,17
Pézenas	26/03/2018	3,77	15,78	0,85	0,00	0,09	1,06	403,97	0,04	0,38	0,78	2,77	0,57
Rouvierette	28/03/2018	8,93	89,51	1,20	0,02	0,07	20,79	816,61	0,27	0,36	0,04	1,53	0,31
S12 Ecole	28/03/2018	160,99	1151,10	NA	1,74	NA	44,67	3,84	0,51	2,93	4,19	4,40	NA
Vène	27/03/2018	0,82	13,62	0,79	0,37	0,19	0,04	1,28	0,02	0,47	0,30	1,29	0,13
Ambressac	30/08/2018	6,90	128,84	1,37	0,53	0,20	1,51	2,40	0,05	0,33	0,64	1,01	3,42
Cauvy	30/08/2018	2,58	56,08	0,51	0,58	0,34	0,12	1,25	0,04	0,22	0,09	0,52	0,18
CGE-Tennis	28/08/2018	1,42	21,63	0,81	0,56	0,61	0,10	1,43	0,02	0,24	0,48	2,12	0,15
F10	28/08/2018	183,96	663,04	<LD	0,06	0,19	59,01	852,45	0,53	3,17	0,26	1,74	0,61
F14	28/08/2018	169,79	922,26	<LD	1,12	<LD	46,56	55,26	0,58	4,28	4,50	3,33	0,41
F3	28/08/2018	159,46	429,78	<LD	0,03	<LD	271,27	4,89	0,04	0,23	0,28	1,88	0,11
F4 Hotel	29/08/2018	19,63	198,92	1,74	0,09	0,84	29,70	8,64	1,32	603,42	0,32	4,18	0,06
F5	28/08/2018	164,56	890,41	<LD	0,49	<LD	34,21	63,68	0,52	2,49	0,16	2,11	0,35
F6	28/08/2018	17,13	201,99	1,84	0,57	0,34	0,25	11,10	0,55	1,04	0,35	3,64	0,26
F8	28/08/2018	178,87	1513,05	<LD	1,41	0,17	91,60	76,95	0,94	7,01	0,18	3,10	0,32
F9	28/08/2018	166,38	885,34	<LD	0,83	<LD	41,13	59,51	0,56	2,98	5,77	2,42	0,29
Issanka	29/08/2018	1,27	17,93	0,84	0,41	0,20	0,04	0,80	0,01	0,19	3,79	2,40	0,13
P4-La-Balme	04/09/2018	1,04	20,25	5,88	0,56	0,37	0,21	3,04	0,03	0,56	0,28	2,15	0,19
Pézenas	28/08/2018	4,10	17,75	0,75	0,01	0,01	1,32	428,59	0,00	0,03	0,04	1,05	0,57
S12	30/08/2018	177,04	945,47	<LD	1,53	<LD	36,93	7,26	0,41	2,71	4,82	3,01	0,33
Sète/Stade Michel	29/08/2018	129,14	667,69	<LD	3,95	0,13	48,10	10,22	2,18	6,75	5,92	23,74	0,35
Sète/Stade Michel	04/09/2018	131,70	714,69	NA	3,64	0,35	49,01	4,02	2,09	6,53	6,36	36,30	0,42
Ambressac	23/05/2019	5,97	119,19	2,69	1,13	0,29	2,17	142,80	0,07	0,34	0,33	9,89	1,46
Cauvy	22/05/2019	2,50	52,40	0,73	0,79	0,37	0,14	72,11	0,05	0,23	0,34	1,43	0,45
CGE-Tennis	21/05/2019	1,49	21,39	1,60	0,80	0,62	0,58	75,96	0,01	0,40	0,04	0,86	0,39
F10	21/05/2019	174,49	610,72	NA	<LD	0,10	62,00	540,04	1,99	7,27	0,06	1,67	1,05
F14	21/05/2019	159,63	749,74	NA	1,21	<LD	53,74	64,28	0,63	4,13	4,76	2,82	0,31
F3	21/05/2019	167,56	452,86	NA	<LD	0,19	1915,98	27413,41	1,01	2,46	<LD	0,82	0,64
F4 Hotel	22/05/2019	27,38	246,43	NA	0,52	0,65	1,01	5,80	0,06	57,85	0,18	8,11	0,12
F5	21/05/2019	155,76	746,90	NA	<LD	<LD	34,51	89,56	0,56	3,12	0,17	2,83	0,28
F6	21/05/2019	7,48	90,28	NA	0,75	0,25	<LD	<LD	0,01	0,22	0,02	1,30	0,19
F8	21/05/2019	175,12	1451,09	NA	1,58	0,04	97,78	77,75	0,97	7,12	0,76	3,41	0,26
F9	21/05/2019	157,39	766,43	NA	0,85	<LD	43,18	78,68	0,60	3,08	5,04	3,58	0,33
Frescaly	22/05/2019	2,12	26,57	0,67	0,21	0,03	145,92	8508,65	0,02	0,20	0,07	1,00	0,55
Issanka	23/05/2019	1,33	18,09	0,54	0,54	0,25	0,05	35,74	0,01	0,13	3,86	1,82	0,24
P4-La-Balme	22/05/2019	1,07	19,95	2,81	0,74	0,52	0,48	52,03	0,02	0,81	0,09	0,85	0,35
Pézenas	21/05/2019	4,17	17,55	1,09	0,18	0,03	1,49	534,69	0,00	0,03	0,01	0,13	0,76
S12	22/05/2019	152,59	750,72	NA	1,31	<LD	40,07	20,78	0,58	2,78	5,54	3,77	0,35
Ambressac	12/12/2019	7,80	143,42	0,82	0,57	0,22	0,94		0,04	0,33	0,35	2,36	0,53
Cauvy	12/12/2019	2,33	49,39	0,95	0,58	0,33	0,19	2,18	0,05	0,97	1,06	7,38	0,16
CGE-Tennis	10/12/2019	1,34	19,52	0,42	0,53	0,78	0,27	3,17	0,02	0,54	0,20	2,80	0,13

*Tableau A. 6: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/4)*

Nom des échantillons	Date	Li	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As
µg/L													
F14	10/12/2019	161,00	981,80	0,74	1,13	0,11	41,01	55,15	0,64	3,62	4,76	4,23	0,46
F3	10/12/2019	171,49	661,05	0,98	0,07	0,22	1392,00	20689,29	0,75	1,17	<LD	2,27	0,62
F5	10/12/2019	170,19	980,25	0,58	0,90	0,08	31,89	75,41	0,48	2,49	3,92	4,67	0,37
F6	10/12/2019	13,41	182,06	0,64	0,56	0,49	0,07	3,25	0,01	0,30	0,48	4,40	0,21
F8	10/12/2019	161,39	1616,97	2,27	1,53	0,17	93,35	75,53	0,86	7,12	0,31	13,83	0,38
F9	10/12/2019	151,04	1012,53	1,58	0,96	0,09	36,39	73,89	0,48	2,81	5,82	5,74	0,37
Issanka	12/12/2019	0,60	14,73	0,99	0,40	0,19	0,02		0,02	0,16	0,27	3,93	0,12
P4-La-Balme	11/12/2019	0,96	19,22	0,64	0,54	0,28	0,05	0,69	0,03	0,29	0,15	4,13	0,18
Pézenas	10/12/2019	4,03	16,44	0,79	0,01	0,00	1,28	443,36	0,00	0,03	0,01	3,93	0,55
S12 Ecole	11/12/2019	155,28	979,03	2,92	1,22	0,08	33,94	6,28	0,52	2,55	3,88	6,70	0,50
Sète/Stade Michel	11/12/2019	117,99	683,63	1,66	3,06	0,14	44,31	3,84	1,22	4,97	3,39	15,59	0,44
Vène	12/12/2019	0,79	15,73	0,98	0,41	0,20	0,32		0,02	0,86	0,70	0,63	0,14
Vise	10/12/2019	8,62	121,37	0,44	0,77	0,26	0,22		0,01	0,40	0,45	3,07	0,17

**Tableau A. 7: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (3/4).**

Nom des échantillons	Date	Rb	Sr	Y	Mo	Cd	Sn	Sb	Cs	Ba	Th	Pb	U
µg/L													
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018	57,90	5136,68	0,36	11,00	0,25	NA	NA	6,26	65,07	0,01	0,44	2,50
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	58,98	5236,49	0,38	5,98	0,28	NA	NA	6,17	63,60	0,01	0,34	2,08
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018	56,98	5087,78	0,32	5,39	0,14	NA	NA	5,95	60,52	0,01	0,41	2,05
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018	58,50	5161,01	0,32	4,81	0,13	NA	NA	5,81	61,98	0,01	0,32	2,14
Ambressac	28/03/2018	3,39	519,50	0,13	0,27	NA	<LD	<LD	0,06	16,48	0,01	0,06	0,60
Cauvy	28/03/2018	0,79	151,08	0,08	0,20	0,01	<LD	<LD	0,01	10,70	0,00	0,02	0,51
CGE-Tennis	27/03/2018	0,48	126,98	0,10	0,20	0,01	<LD	<LD	0,00	13,39	0,00	0,02	0,49
F10	26/03/2018	22,27	10766,86	0,03	0,99	NA	NA	NA	0,29	158,69	0,04	0,08	2,35
F14	26/03/2018	49,24	4730,96	0,19	1,50	0,05	NA	NA	5,10	85,25	0,01	0,12	1,86
F3	26/03/2018	16,10	672,92	NA	1,27	NA	NA	NA	0,16	56,79	0,01	NA	NA
F4 Hotel	29/03/2018	9,24	1033,61	0,07	0,99	NA	<LD	<LD	0,52	26,72	0,01	NA	0,99
F5	26/03/2018	48,72	4645,90	0,20	1,70	NA	NA	NA	5,78	89,93	0,03	0,06	1,74
F6	26/03/2018	7,11	752,43	0,09	0,63	NA	NA	NA	0,44	24,08	0,01	NA	0,89
F8	26/03/2018	56,82	5128,02	0,25	2,02	0,17	NA	NA	3,68	66,59	0,02	0,05	2,31
F9	26/03/2018	48,16	4741,57	0,18	1,61	0,11	NA	NA	6,05	93,68	0,02	0,16	1,70
Issanka deversoir	27/03/2018	0,20	51,71	0,10	0,09	0,02	NA	NA	0,00	8,44	0,00	0,45	0,29
Issanka pavillon	27/03/2018	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
P4-La-Balme	27/03/2018	0,38	91,58	0,08	0,41	0,01	NA	NA	0,01	12,33	0,00	0,02	0,42
Pézenas	26/03/2018	2,01	139,97	0,00	0,79	0,01	NA	NA	0,08	18,68	0,01	0,13	0,06
Rouvierette	28/03/2018	3,07	589,09	0,01	1,07	0,00	<LD	<LD	0,07	9,30	0,02	0,02	6,68
S12 Ecole	28/03/2018	49,38	4657,20	0,21	1,56	NA	<LD	<LD	5,58	89,75	0,03	0,46	1,78
Vène	27/03/2018	0,30	75,97	0,13	0,09	0,03	<LD	<LD	0,00	9,51	0,00	0,01	0,29
Ambressac	30/08/2018	2,73	375,41	<LD	0,62	0,00	<LD	0,19	0,03	12,69	0,05	0,05	0,51
Cauvy	30/08/2018	0,76	142,06	0,08	0,20	0,01	0,03	0,03	0,01	10,08	0,02	0,00	0,46
CGE-Tennis	28/08/2018	0,65	132,58	0,12	0,18	0,18	0,02	0,02	0,01	14,13	0,02	0,03	0,50
F10	28/08/2018	24,80	10328,54	0,03	0,56	<LD	0,05	0,06	0,26	158,37	0,01	0,05	0,57
F14	28/08/2018	54,14	4450,18	0,20	1,13	0,06	0,05	0,01	5,21	81,33	0,00	0,11	1,79
F3	28/08/2018	15,97	583,44	<LD	1,19	<LD	0,07	0,03	0,10	45,28	0,00	0,01	<LD
F4 Hotel	29/08/2018	7,68	863,86	<LD	5,06	0,01	0,21	0,05	0,80	32,46	0,07	0,08	0,68
F5	28/08/2018	52,64	4399,16	0,18	1,25	0,03	0,06	0,03	5,69	85,63	0,01	0,04	1,64
F6	28/08/2018	6,68	630,17	0,09	0,79	0,01	0,27	0,06	0,38	21,19	0,09	0,03	0,78
F8	28/08/2018	61,85	4855,81	0,18	1,69	0,07	0,04	0,02	3,48	62,73	0,01	0,02	2,19
F9	28/08/2018	53,19	4474,77	0,19	1,33	0,05	0,05	0,03	5,67	85,62	0,01	0,16	1,71
Issanka	29/08/2018	0,49	95,41	0,12	0,16	0,01	0,01	0,03	0,00	10,82	0,01	0,30	0,38
P4-La-Balme	04/09/2018	0,42	88,78	0,06	0,17	0,01	0,03	0,02	0,02	12,62	0,01	0,06	0,42
Pézenas	28/08/2018	2,04	147,50	<LD	0,83	0,00	0,03	0,01	0,09	19,78	0,03	0,01	0,06
S12	30/08/2018	52,63	4417,49	0,19	1,37	0,04	0,03	0,05	5,66	85,56	0,01	0,48	1,74
Sète/Stade Michel	29/08/2018	53,54	3802,23	0,10	1,87	0,06	0,04	0,10	8,56	75,94	0,01	0,10	1,87
Sète/Stade Michel	04/09/2018	53,70	3732,26	0,11	1,79	0,09	0,07	0,10	8,65	74,35	0,01	0,11	1,87
Ambressac	23/05/2019	2,58	330,68	0,09	0,54	0,01	NA	NA	0,02	14,87	0,15	0,44	0,52
Cauvy	22/05/2019	0,91	144,22	0,08	0,27	0,01	NA	NA	0,01	9,85	0,05	0,17	0,50
CGE-Tennis	21/05/2019	0,62	138,81	0,10	0,33	0,00	NA	NA	0,00	14,14	0,04	0,07	0,50
F10	21/05/2019	23,86	9806,86	0,04	0,70	0,02	NA	NA	0,32	144,68	0,03	0,11	1,02
F14	21/05/2019	47,75	4736,19	0,20	1,32	0,06	NA	NA	5,37	83,58	0,12	1,35	1,80
F3	21/05/2019	10,21	3289,29	0,02	1,13	0,00	NA	NA	0,17	53,14	<LD	<LD	1,76
F4 Hotel	22/05/2019	9,49	1032,64	0,08	0,87	0,01	NA	NA	0,61	25,52	0,03	0,17	0,94
F5	21/05/2019	47,16	4754,91	0,20	1,40	0,03	NA	NA	6,01	89,16	0,09	1,20	1,70
F6	21/05/2019	3,08	390,53	0,09	0,43	0,01	NA	NA	0,10	14,64	0,01	0,01	0,82
F8	21/05/2019	55,80	5206,67	0,19	1,85	0,07	NA	NA	3,57	63,43	0,03	2,28	2,12
F9	21/05/2019	46,68	4717,54	0,21	1,49	0,07	NA	NA	5,83	87,64	0,20	1,22	1,69
Frescaly	22/05/2019	0,53	125,43	0,00	0,44	0,00	NA	NA	0,00	14,11	0,06	0,03	0,13
Issanka	23/05/2019	0,58	109,85	0,11	0,23	0,01	NA	NA	0,00	10,59	0,05	0,37	0,41
P4-La-Balme	22/05/2019	0,44	89,49	0,06	0,28	0,00	NA	NA	0,01	12,45	0,05	0,05	0,42
Pézenas	21/05/2019	2,28	156,59	0,00	0,85	0,00	NA	NA	0,09	20,12	0,06	0,03	0,06
S12	22/05/2019	47,58	4734,84	0,20	1,45	0,05	NA	NA	5,79	87,34	0,37	1,17	1,65
Ambressac	12/12/2019	2,91	444,94	0,13	0,27	0,01	NA	NA	0,03	15,20	0,01	<LD	0,56
Cauvy	12/12/2019	0,72	145,88	0,08	0,16	0,01	NA	NA	0,01	9,08	0,01	<LD	0,47
CGE-Tennis	10/12/2019	0,49	136,64	0,09	0,23	0,00	NA	NA	0,01	12,83	0,01	0,06	0,48



*Tableau A. 8: Résultats des analyses sur les éléments traces des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (4/4).*

Nom des échantillons	Date	Rb	Sr	Y	Mo	Cd	Sn	Sb	Cs	Ba	Th	Pb	U
µg/L													
F14	10/12/2019	49,41	4937,30	0,23	1,23	0,04	NA	NA	4,97	78,86	0,14	0,12	1,65
F3	10/12/2019	10,62	3509,32	0,03	0,81	<LD	NA	NA	0,09	44,40	0,11	0,02	1,94
F5	10/12/2019	49,53	4963,16	0,20	1,29	0,02	NA	NA	5,34	80,23	0,14	0,15	1,55
F6	10/12/2019	5,32	598,90	0,08	0,52	0,00	NA	NA	0,31	16,08	0,02	0,05	0,81
F8	10/12/2019	58,89	5438,79	0,19	1,70	0,06	NA	NA	3,24	55,80	0,21	0,08	2,02
F9	10/12/2019	49,38	4942,11	0,18	1,36	0,04	NA	NA	5,18	79,77	0,16	0,19	1,57
Issanka	12/12/2019	0,31	74,24	0,12	0,07	0,01	NA	NA	0,00	8,65	0,00	<LD	0,29
P4-La-Balme	11/12/2019	0,36	88,30	0,08	0,11	0,01	NA	NA	0,02	11,29	0,01	0,05	0,39
Pézenas	10/12/2019	1,99	157,32	0,00	0,72	<LD	NA	NA	0,08	18,41	0,02	<LD	0,06
S12 Ecole	11/12/2019	48,85	4898,86	0,20	1,48	0,04	NA	NA	4,93	78,59	0,09	0,23	1,70
Sète/Stade Michel	11/12/2019	46,79	4095,45	0,09	1,61	0,04	NA	NA	7,97	73,02	0,10	0,37	1,76
Vène	12/12/2019	0,37	88,21	0,13	0,07	0,01	NA	NA	0,00	9,40	0,00	<LD	0,30
Vise	10/12/2019	3,84	468,77	0,10	0,39	0,01	NA	NA	0,10	16,33	0,02	<LD	0,80

**Tableau A. 9: Résultats des analyses sur les terres rares (REE) des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).**

Nom des échantillons	Date	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
*10 <sup>3</sup> µg/L															
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018	181,54	82,65	16,08	65,82	11,99	4,25	18,92	2,77	23,16	4,38	16,92	2,23	16,99	2,76
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	159,71	73,90	17,47	72,36	11,90	4,47	16,07	2,40	24,14	4,06	14,10	2,59	16,18	3,00
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018	163,11	72,09	16,52	78,25	11,35	3,56	16,55	2,45	19,17	4,58	15,19	1,64	16,14	3,49
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018	149,37	64,71	16,03	68,59	10,63	3,77	16,09	3,09	19,22	4,47	13,49	1,97	16,13	3,08
Ambressac	28/03/2018	25,72	4,12	5,18	27,20	4,82	1,23	7,64	1,21	10,16	1,94	6,85	1,10	8,51	1,46
Cauvy	28/03/2018	10,10	1,96	1,63	9,34	1,86	0,61	3,38	0,60	3,94	0,87	3,43	0,50	3,42	0,55
CGE-Tennis	27/03/2018	6,67	1,76	1,22	7,36	2,01	0,65	3,40	0,63	4,63	1,12	4,13	0,57	4,13	0,66
F10	26/03/2018	5,76	8,48		15,38							0,90		1,19	
F14	26/03/2018	76,89	55,46	8,60	55,17	9,62	2,33	9,92	1,60	11,68	2,07	7,98	0,95	6,37	0,97
F3	26/03/2018								0,70						
F4 Hotel	29/03/2018	10,58			16,88				1,25	1,31	1,49	1,68	0,51	1,10	0,74
F5	26/03/2018	62,02	58,52	8,51	43,51	7,82	1,77	8,76	1,57	13,01	2,27	8,20	1,12	7,22	1,37
F6	26/03/2018	19,51	4,22	5,49	28,41	6,15	1,53	8,16	1,42	9,84	2,08	8,39	1,25	8,63	1,30
F8	26/03/2018	81,64	26,25	6,26	30,45	5,81	1,53	9,24	1,47	11,13	1,96	6,48	1,05	6,31	1,03
F9	26/03/2018	80,73	73,23	10,59	46,82	8,81	1,99	10,35	1,81	14,75	2,66	8,63	1,38	7,98	1,66
Issanka deversoir	27/03/2018	26,51	1,85	4,54	21,62	4,28	1,05	4,99	0,75	4,94	1,06	3,73	0,62	4,27	0,68
Issanka pavillon	27/03/2018														
P4-La-Balme	27/03/2018	7,82	1,96	1,49	8,98	1,81	0,60	3,17	0,57	3,81	0,92	3,47	0,49	3,68	0,60
Pézenas	26/03/2018	1,34			1,05		0,40			0,40					
Rouvierette	28/03/2018	2,65	6,01	0,40	1,84		0,26			0,35				0,29	
S12 Ecole	28/03/2018	85,90	66,23	8,96	52,99	10,81	2,47	11,91	2,12	15,38	2,88	9,71	1,49	10,14	1,85
Vène	27/03/2018	44,38	2,57	4,92	30,13	5,92	1,39	7,12	1,10	7,91	1,69	5,82	0,98	6,16	1,10
Ambressac	30/08/2018	3,50	2,18	0,87	4,61	1,10	0,37	4,35	0,47	3,15	0,59	2,62	0,44	3,30	0,61
Cauvy	30/08/2018	10,24	0,59	2,42	10,29	2,31	0,92	4,67	0,57	3,71	1,33	3,65	0,64	3,48	0,79
CGE-Tennis	28/08/2018	7,95	1,10	2,03	11,25	2,82	1,31	5,71	0,66	5,27	1,92	5,09	0,91	4,72	0,98
F10	28/08/2018	7,86	9,01	1,39	3,87		1,29		0,53	1,54					
F14	28/08/2018	75,11	53,51	6,80	37,18	10,23	1,22	10,68	1,70	11,15	3,34	6,80		4,26	
F3	28/08/2018	1,14	0,89												
F4 Hotel	29/08/2018	1,58		0,60		0,74	1,49	1,11	0,20	0,39	0,31		0,22		
F5	28/08/2018	75,44	58,66	11,69	41,44	9,37	2,02	12,09	2,04	12,29	3,22	9,60		4,99	
F6	28/08/2018	15,39		3,44	14,63	3,30	1,11	5,07	1,08	4,74	1,82	4,56	1,05	3,61	1,18
F8	28/08/2018	81,74	37,31	6,47	19,23	2,62	1,89	7,00	0,69	7,63	2,20	7,41	1,08	3,61	
F9	28/08/2018	78,48	57,02	11,55	40,19	8,98	2,06	14,06	1,85	11,66	3,09	9,08	0,98	4,33	
Issanka	29/08/2018	29,03	0,98	6,16	26,52	5,34	1,60	7,65	0,85	6,14	1,88	4,79	0,70	3,68	0,62
P4-La-Balme	04/09/2018	6,07	4,13	1,99	9,44	2,13	0,95	5,80	0,39	3,10	0,97	2,59	0,49	2,71	0,56
Pézenas	28/08/2018	0,64	0,61	0,15	0,67	0,27	0,66	0,23	0,09	0,21	0,09	0,14	0,06	0,11	0,07
S12	30/08/2018	87,39	59,44	10,22	47,33	9,79	2,48	13,20	1,69	15,94	3,32	8,68	0,94	5,68	
Sète/Stade Michel	29/08/2018	33,40	18,93	3,05	15,42		1,44	4,63	1,07	4,70	1,79	3,38			
Sète/Stade Michel	04/09/2018	39,87	22,84	3,90	18,76	2,95	0,90	2,63	0,42	8,05	1,49	6,29		3,90	
Ambressac	23/05/2019	9,92	3,97	1,59	7,84	2,05	0,58	6,15	0,61	4,81	1,04	3,92	0,59	4,27	0,69
Cauvy	22/05/2019	9,86	1,88	1,65	9,13	2,19	0,64	3,25	0,57	4,14	0,77	3,13	0,48	3,49	0,61
CGE-Tennis	21/05/2019	6,25	2,25	1,25	6,91	1,82	0,65	3,50	0,66	4,44	0,89	3,42	0,57	4,19	0,70
F10	21/05/2019	8,47	7,27	1,90	10,99	2,83	0,83	4,52	0,71	4,93	0,99	3,92	0,57	3,83	0,70
F14	21/05/2019	83,30	51,49	13,09	56,11	10,95	2,95	13,44	2,19	14,13	3,03	9,97	1,52	8,69	1,49
F3	21/05/2019	2,02					0,25								
F4 Hotel	22/05/2019	13,92	4,68	1,81	13,93	2,97	0,91	4,79	0,84	6,16	1,25	4,88	0,75	4,84	0,84
F5	21/05/2019	78,34	67,14	14,64	69,71	12,63	3,62	17,39	2,60	17,54	3,59	10,99	1,66	9,79	1,61
F6	21/05/2019	16,39	4,92	4,40	18,93	3,96	1,21	6,77	1,28	8,74	1,92	6,76	1,12	7,12	1,32
F8	21/05/2019	86,55	33,16	6,77	32,34	6,61	1,91	8,44	1,50	9,90	2,13	6,93	1,13	6,72	1,11
F9	21/05/2019	90,37	69,15	11,99	65,76	11,99	3,30	16,82	2,42	16,90	3,45	9,78	1,41	8,83	1,52
Frescaly	22/05/2019	1,85	2,54	0,30	1,67	0,35	0,12	0,71	0,10	0,72	0,14	0,40	0,06	0,40	0,07
Issanka	23/05/2019	24,82	4,13	4,22	19,51	3,65	1,13	5,42	0,88	6,99	1,35	4,63	0,69	4,53	0,79
P4-La-Balme	22/05/2019	6,57	4,13	1,51	7,15	1,72	0,61	3,09	0,56	3,92	0,76	2,89	0,44	2,88	0,51
Pézenas	21/05/2019	0,59		0,24	0,67	0,15	0,32	1,76		1,61				0,28	
S12	22/05/2019	94,87	69,01	12,74	69,45	13,03	3,27	12,05	2,00	13,27	3,29	10,50	1,36	7,87	1,40
Ambressac	12/12/2019	17,78	6,11	2,79	14,97	3,18	1,01	9,31	0,79	6,36	1,54	5,60	0,87	6,05	1,13
Cauvy	12/12/2019	10,50	5,26	1,70	8,72	1,87	0,60	3,02	0,48	3,49	0,85	3,04	0,59	3,14	0,50
CGE-Tennis	10/12/2019	4,81	3,83	1,42	6,79	1,52	0,54	3,02	0,47	3,41	0,81	3,18	0,55	3,34	0,55

*Tableau A. 10: Résultats des analyses sur les terres rares (REE) des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/2).*

Nom des échantillons	Date	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
*10 <sup>3</sup> µg/L															
F14	10/12/2019	72,73	54,01	9,45	43,77	9,91	3,11	13,97	2,45	15,99	3,13	10,98	1,59	9,76	1,97
F3	10/12/2019	4,89	6,04	0,63	2,49	1,70	0,79	1,27	0,14	0,17	0,40	1,01	0,19	0,65	0,47
F5	10/12/2019	83,81	65,68	10,44	48,00	9,49	2,63	12,44	2,15	12,96	2,61	9,09	1,41	8,58	1,64
F6	10/12/2019	13,06	4,35	2,39	13,98	2,92	0,85	3,78	0,64	4,43	1,02	3,63	0,62	3,53	0,62
F8	10/12/2019	79,75	41,80	7,01	31,99	7,33	1,74	7,70	1,43	9,23	1,84	6,59	1,04	6,89	1,43
F9	10/12/2019	75,39	56,13	11,31	49,98	10,97	2,97	13,92	2,39	15,25	3,02	10,99	1,58	9,29	1,87
Issanka	12/12/2019	32,50	9,96	5,58	26,03	5,05	1,38	6,39	1,09	7,69	1,65	5,95	0,84	4,39	0,70
P4-La-Balme	11/12/2019	7,58	4,29	1,73	8,28	1,83	0,63	3,30	0,50	4,02	0,96	3,53	0,58	3,32	0,54
Pézenas	10/12/2019	0,75	0,92	0,32	0,53	0,34	0,60	0,43	0,26	0,28	0,25	0,34	0,19	0,36	0,22
S12 Ecole	11/12/2019	82,87	62,98	9,37	47,75	10,40	2,70	12,84	2,26	12,98	2,99	9,98	1,64	9,98	1,81
Sète/Stade Michel	11/12/2019	21,05	13,94	2,85	14,99	3,49	1,03	4,96	0,80	5,86	1,24	4,39	0,76	4,20	0,80
Vène	12/12/2019	39,29	8,08	5,61	28,10	5,36	1,47	9,35	1,06	7,25	1,63	5,37	0,82	4,64	0,77
Vise	10/12/2019	15,27	5,26	2,77	15,93	3,29	0,95	4,41	0,73	5,36	1,33	4,56	0,73	3,95	0,67

Tableau A. 11: Résultats des analyses isotopiques des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (1/2).

Nom des échantillons	Date	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ ± 0,07 ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰ ± 0,9 ‰	$^3\text{H}$ UT ± 0,5 ‰	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ± 0,00005 %	$^{14}\text{C}$ pmC ± 0,3 ‰	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ ± 0,2 ‰	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ *10 <sup>15</sup> at/at ± 10 ‰	$\delta^{11}\text{B}$ ‰ ± 0,5 ‰	$\delta^7\text{Li}$ ‰ ± 0,5 ‰	$^{222}\text{Rn}$ Bq/L ± 5 ‰
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018	-3,1	-19,3	<0,7	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4,56
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	-3,0	-18,6	<0,4	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4,46
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018	-3,0	-18,8	<0,8	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4,98
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018	-3,0	-19,0	<0,4	0,708789	NA	NA	0,65	42,23	17,85	4,1
Ambressac	28/03/2018	-5,9	-33,4	3,7	0,708607	NA	NA	9,02	33,25	22,27	0,21
Cauvy	28/03/2018	-6,0	-34,9	2,9	0,708742	NA	NA	41,17	34,77	19,11	7,49
CGE-Tennis	27/03/2018	-6,2	-34,6	2,3	0,708592	NA	NA	192,86	27,68	18,70	4,73
F10	26/03/2018	-4,9	-29,2	<0,7	0,708914	NA	NA	0,72	NA	0,21	0,93
F14	26/03/2018	-4,3	-25,1	<0,6	0,708514	NA	NA	1,74	42,82	12,17	4,66
F3	26/03/2018	-4,6	-27,1	<0,6	0,708513	NA	NA	2,43	NA	1,71	0,09
F4 Hotel	29/03/2018	-5,5	-30,5	2,1	0,708600	NA	NA	NA	41,47	14,50	26,21
F5	26/03/2018	-4,1	-23,8	<0,3	0,708520	NA	NA	0,61	40,42	12,36	6,37
F6	26/03/2018	-5,6	-32,6	2,2	0,708649	NA	NA	39,12	40,54	15,90	77,99
F8	26/03/2018	-3,1	-19,3	<0,4	0,708716	NA	NA	3,13	41,50	15,88	8,62
F9	26/03/2018	-4,3	-25,7	<0,5	0,708508	NA	NA	2,07	NA	12,00	5,86
Issanka deversoir	27/03/2018	-6,5	-35,7	2,8	0,708542	94,34	-14,15	93,11	33,80	15,39	0,43
Issanka pavillon	27/03/2018	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
P4-La-Balme	27/03/2018	-6,1	-34,6	3,1	0,708385	NA	NA	112,69	25,79	16,02	6,87
Pézenas	26/03/2018	-6,3	-36,8	<0,8	0,708389	17,37	-8,96	19,91	29,75	18,46	7,71
Rouvierette	28/03/2018	-5,9	-32,9	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4,99
S12 Ecole	28/03/2018	-4,3	-24,8	0,6	0,708538	NA	NA	0,93	43,66	12,32	22,66
Vène	27/03/2018	-6,2	-35,9	3,3	0,708542	91,56	-13,55	102,69	30,04	13,48	2,05
Ambressac	30/08/2018	-5,9	-34,1	2,6	0,708622	79,62	-10,71	9,60	31,59	20,64	0,05
Cauvy	30/08/2018	-6,0	-35,1	2,3	0,708805	80,48	-11,69	44,48	29,95	18,95	5,61
CGE-Tennis	28/08/2018	-6,1	-35,0	2,0	0,708647	66,20	-10,86	207,46	23,96	18,68	3,81
F10	28/08/2018	-4,6	-27,7	<0,4	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,78
F14	28/08/2018	-4,2	-25,0	<1,1	0,708578	NA	NA	NA	43,00	12,1	3,32
F3	28/08/2018	-4,9	-29,1	<0,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,06
F4 Hotel	29/08/2018	-5,7	-34,1	1,5	0,708948	NA	NA	4,06	39,47	13,42	7,43
F5	28/08/2018	-4,3	-26,1	<0,8	0,708584	NA	NA	NA	42,48	12,32	3,98
F6	28/08/2018	-5,7	-34,5	1,7	0,708708	NA	NA	NA	24,58	15,76	54,73
F8	28/08/2018	-3,0	-19,2	<0,6	0,708772	NA	NA	NA	41,40	NA	7,09
F9	28/08/2018	-4,2	-25,0	<0,4	0,708583	NA	NA	NA	42,03	12,54	10,2
Issanka	29/08/2018	-6,0	-35,0	2,7	0,708283	73,10	-11,43	186,09	27,03	17,05	0,93
P4-La-Balme	04/09/2018	-6,0	-34,8	2,5	0,708524	82,02	-11,09	NA	28,31	16,01	2,31
Pézenas	28/08/2018	-6,1	-37,4	<0,4	0,708453	NA	NA	29,44	27,95	NA	5,48
S12	30/08/2018	-4,3	-26,3	<0,8	0,708581	NA	NA	0,60	40,86	12,43	38,08
Sète/Stade Michel	29/08/2018	-4,6	-27,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2,77
Sète/Stade Michel	04/09/2018	-4,7	-27,2	<0,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3,12
Ambressac	23/05/2019	-6,1	-34,8	NA	0,708664	NA	NA	NA	31,20	NA	0,1
Cauvy	22/05/2019	-6,2	-35,5	NA	0,708780	NA	NA	NA	30,49	NA	6,52
CGE-Tennis	21/05/2019	-6,4	-35,5	NA	0,708677	NA	NA	NA	34,61	NA	3,61
F10	21/05/2019	-5,2	-28,8	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1,02
F14	21/05/2019	-4,5	-25,5	NA	0,708578	NA	NA	NA	46,11	NA	4,89
F3	21/05/2019	-5,0	-28,1	NA	0,708526	NA	NA	NA	NA	NA	0,24
F4 Hotel	22/05/2019	-5,8	-33,6	NA	0,708624	NA	NA	NA	43,31	NA	8,89
F5	21/05/2019	-4,5	-25,0	NA	0,708581	NA	NA	NA	42,17	NA	12,26
F6	21/05/2019	-6,0	-34,3	NA	0,708547	NA	NA	NA	41,71	NA	40,24
F8	21/05/2019	-3,4	-19,2	NA	0,708770	NA	NA	NA	44,55	NA	7,85
F9	21/05/2019	-4,5	-25,9	NA	0,708585	NA	NA	NA	45,84	NA	9,95
Frescaly	22/05/2019	-6,2	-35,3	NA	0,708551	NA	NA	NA	27,94	NA	4,91
Issanka	23/05/2019	-6,2	-35,3	NA	0,708254	NA	NA	NA	31,90	NA	0,81
P4-La-Balme	22/05/2019	-6,3	-36,1	NA	0,708524	NA	NA	NA	33,46	NA	5,16
Pézenas	21/05/2019	-6,5	-36,5	NA	0,708456	NA	NA	NA	32,95	NA	0,1
S12	22/05/2019	-4,5	-25,7	NA	0,708583	NA	NA	NA	46,37	NA	21,3
Ambressac	12/12/2019	-5,8	-33,4	NA	0,708698	NA	NA	NA	34,49	NA	0,56
Cauvy	12/12/2019	-6,0	-34,5	NA	0,708764	NA	NA	NA	30,67	NA	8,07

Tableau A. 12: Résultats des analyses isotopiques des campagnes spatiales de 2018-2019 des ouvrages suivis dans le projet DEM'Eaux Thau (2/2).

Nom des échantillons	Date	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	$^3\text{H}$ UT	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -	$^{14}\text{C}$ pmC	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ *10 <sup>15</sup> at/at	$\delta^{11}\text{B}$ ‰	$\delta^7\text{Li}$ ‰	$^{222}\text{Rn}$ Bq/L
		± 0,07 ‰	± 0,9 ‰	± 0,5 ‰	± 0,00005 %	± 0,3 ‰	± 0,2 ‰	± 10 ‰	± 0,5 ‰	± 0,5 ‰	± 5 ‰
CGE Tennis	10/12/2019	-6,1	-35,8	NA	0,708654	NA	NA	NA	33,65	NA	2,71
F14	10/12/2019	-4,3	-25,5	NA	0,708554	NA	NA	NA	46,62	NA	3,73
F3	10/12/2019	-4,7	-28,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,7
F5	10/12/2019	-4,3	-25,6	NA	0,708545	NA	NA	NA	45,89	NA	4,51
F6	10/12/2019	-5,7	-33,8	NA	0,708592	NA	NA	NA	42,46	NA	65,26
F8	10/12/2019	-3,2	-19,6	NA	0,708780	NA	NA	NA	44,69	NA	4,34
F9	10/12/2019	-4,3	-25,5	NA	0,708582	NA	NA	NA	46,21	NA	1,93
Issanka	12/12/2019	-5,8	-33,9	NA	0,708300	NA	NA	NA	34,00	NA	3,21
P4-La-Balme	11/12/2019	-6,1	-34,7	NA	0,708520	NA	NA	NA	32,51	NA	6,27
Pézenas	10/12/2019	-6,2	-36,4	NA	0,708452	NA	NA	NA	32,54	NA	6,58
S12 Ecole	11/12/2019	-4,3	-26,4	NA	0,708587	NA	NA	NA	46,08	NA	21,66
Sète/Stade Michel	11/12/2019	-4,8	-29,1	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2,27
Vène	12/12/2019	-5,8	-33,4	NA	0,708195	NA	NA	NA	29,80	NA	3,95
Vise	10/12/2019	-5,7	-33,8	NA	0,708647	NA	NA	NA	42,04	NA	2,16

Tableau A. 13: Résultats des analyses en CFC, SF6 et excès d'air (EA) des campagnes spatiales de 2018-2019. Pour les CFC et le SF6, les valeurs en rouge sont aberrantes, en surligné gris les valeurs considérer comme représentatives (1/2).

Nom des échantillons	Date	SF6	CFC-12	CFC-11	CFC-113	SF6	SF6 corr	CFC-12	CFC-11	CFC-113	EA
		pmol/L				Pptv*					ml/L
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018		0,963	1,737	0,095			259	124	22	6,56
				1,815	0,048				130	11	-0,87
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	0,0046	0,980	1,682	0,052	16,95	15,05	264	121	12	-2,68
			1,505	1,889	0,049			406	136	12	0,81
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018		1,4447	2,3275	0,1136			389	167	27	2,19
			1,933	1,931	0,048			522	139	11	0,20
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018		1,1623	1,9030	0,0537			314	137	13	2,65
				2,0743	0,0754				149	18	-4,93
			0,257	0,255	0,105			65	17	23	
F5	26/03/2018		0,103	0,101	0,161			26	7	36	-2,77
			0,335	0,501	0,047			90	36	11	
F8	26/03/2018		0,198	0,175	0,216			53	12	50	
		0,0006	0,328	0,650	0,112	1,9	2,6	83	44	25	
S12 ecole	28/03/2018		0,232	0,392	0,153			59	26	34	-1,72
		0,0038	24,541		0,401	12,8		5988		85	0,68
F10	26/03/2018		9,222	2,052	0,068			2250	133	15	
		0,0182	2,777		0,478	60,8		696		106	
F4 hotel	29/03/2018	0,0006	1,521		0,179	2,1	1,4	381		40	3,12
		0,0029	2,976		0,569	9,7		742		126	
F6	26/03/2018	0,2171	0,606		0,478	722,1	6,7	151		106	2,92
			0,080	0,212	0,041			18	12	8	
Pezenas	26/03/2018		0,036	0,076	0,670			8	4	129	2,34
		0,0600	2,157	4,360	0,331	194,5		525	283	71	
Cauvy	28/03/2018	0,0007	1,741	3,341	0,356	2,2	1,7	423	217	77	2,11
		0,0053	3,686		0,301	17,2		894		65	2,44
Issanka	27/03/2018	0,0012	1,853		0,155	3,8	2,8	449		33	
		0,0030	2,598	5,141	0,325	9,8		630	333	70	
Vene	27/03/2018	0,0024	1,547	3,841	0,321	7,6	6,3	375	249	69	1,37
		0,0034	2,500	5,676	0,359	11,1		615	373	78	-0,04
Ambressac	28/03/2018	0,0025	1,495	4,176	0,396	8,2	8,3	368	274	87	
		0,0033	5,804	4,144	0,264	10,5		1408	268	57	
CGE tennis	27/03/2018	0,0008	1,791	3,134	0,190	2,6	1,8	434	203	41	2,78
		0,0008	0,746	0,244	0,016	2,9	32,6	196	17	4	-5,96
F3	28/08/2018	0,0017		0,235	0,025	5,9	67,3		16	6	
		0,0003	0,144	0,186	0,034	1,1		36	12	8	
F5	28/08/2018			0,047	0,008				3	2	
			0,246	0,318	0,015			66	23	4	2,30
F8	28/08/2018		0,192	0,153	0,011	0,2		51	11	3	
		0,0004	0,258	0,271	0,038	1,3	2,0	65	18	8	-2,44
F9	28/08/2018		0,256	0,510	0,045			65	34	10	
			0,282	0,702	0,033			71	47	7	-1,72
S12 ecole	30/08/2018		0,242	0,510	0,020	0,2		61	34	4	
		0,0007	0,732	0,252		2,3	1,6	179	16		3,17
F10	28/08/2018		0,649	0,343	0,043			159	22	9	
			0,071	0,027	0,006			18	2	1	0,86
F14	28/08/2018		0,125	0,274	0,053			32	18	12	
		0,0034	1,709		0,591	11,2		424		130	2,33
F4 hotel	29/08/2018	0,0014	1,542		0,435	4,8	3,6	382		96	
		0,0018	1,578	7,581	0,502	5,8		391	502	111	2,73
F6	28/08/2018	0,0013			0,403	4,2	3,0			89	
		0,0087	0,665	1,068		26,0		147	62		0,65
		0,0097	0,130	0,293	0,019	28,9		29	17	4	
			0,035	0,047	0,009			8	3	2	
Pezenas	28/08/2018	0,0005	0,102	0,139	0,030	1,4	1,3	23	8	6	
		0,0041	1,713		0,260	13,1		416		56	1,03
Cauvy	30/08/2018	0,0043	1,338		0,251	13,8	12,0	325		54	
			2,407		0,452			584		97	5,59
Issanka	29/08/2018			4,440	0,220				288	47	
			1,673	2,798	0,212			409	183	46	-0,06
Ambressac	28/08/2018	0,0042		2,558	0,177	13,7	13,8		167	38	
		0,0022	2,519	3,954	0,191	7,1		611	256	41	1,44
CGE tennis	28/08/2018	0,0011		2,714	0,149	3,6	3,0		176	32	
		0,0018	1,957	4,855	0,327	5,9		475	315	70	7,24
P4 la balme	04/09/2018	0,0013	1,779	4,111	0,272	4,2	2,0	432	266	59	
CGE_tennis		0,005	3,387			15,7		822			1,59
	22/05/2019	0,002	2,483	3,777	0,212	5,9	4,8	602	245	46	
Ambressac	23/05/2019	0,004	1,724		0,380	13,1	14,2	421		82	-0,53
		0,005	1,308		0,375	16,9		318		81	1,60
Cauvy	22/05/2019	0,004	1,815			12,2	9,9	441			

Nom des échantillons	Date	SF6	CFC-12	CFC-11	CFC-113	SF6	SF6 corr	CFC-12	CFC-11	CFC-113	EA	
		pmol/L				pptv*						ml/L
Stade Michel	11/12/2019	0,001	1,189	0,905	0,266	4,7	2,3	318	65	63	6,84	
CGE tennis	10/12/2019	0,003	4,391	4,826	0,446	9,7	5,3	1065	313	96	5,68	
Vise	10/12/2019	0,001	1,946	17,114	0,205	4,1	5,3	479	1124	97	19,46	
P4	11/12/2019	0,004	2,265	6,334	0,340	14,5	11,8	550	410	73	1,57	
Ambressac	12/12/2019	0,004	2,376	4,627	0,298	13,8	9,8	583	303	65	2,41	
Cauvy	12/12/2019	0,004	2,336	4,382	0,311	12,2	9,5	567	284	67	1,96	

Convertis avec une température moyenne de 15°C (13°C pour les eaux profondes anciennes)

*Tableau A. 14: Résultats des analyses en CFC, SF6 et excès d'air (EA) des campagnes spatiales de 2018-2019. Pour les CFC et le SF6, les valeurs en rouge sont aberrantes, en surligné gris les valeurs considérer comme représentatives (2/2).*



Tableau A. 15: Résultats des analyses des gaz dissous (Ne, Ar, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O et He) des campagnes spatiales de 2018-2019 (1/2).

Nom des échantillons	Date	Ne	Ar	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> O	He
		*10 <sup>8</sup>	*10 <sup>5</sup>	*10 <sup>4</sup>	*10 <sup>4</sup>	mol/l *10 <sup>8</sup>	*10 <sup>4</sup>	*10 <sup>8</sup>	*10 <sup>9</sup>
Sète/Stade Michel T0+1h	20/02/2018	1,25 <b>0,69</b>	1,14	1,60 0,09	8,76 4,56	45,06 8,69	2,01 3,37	3,90	142,80
Sète/Stade Michel T0+4h	20/02/2018	0,55 <b>0,82</b>	1,29	0,16 0,23	2,60 5,25	9,07 9,03	1,41 3,47	2,48	70,16
Sète/Stade Michel T0+24h	21/02/2018	0,92 <b>0,77</b>	1,24	0,58 0,33	5,62 5,09	9,02	2,99 4,10	3,47	129,97
Sète/Stade Michel T0+48h	22/02/2018	0,96 <b>0,38</b>	0,78	1,54 0,26	7,89 2,78	7,56	1,93 2,63	2,52	115,84
F5	26/03/2018	1,08 <b>0,57</b>	1,27	1,29 0,12	6,64 4,46	99,65 202,92	4,76 10,75		118,30
S12 ecole	28/03/2018	0,97 <b>0,65</b>	1,36	1,59 0,06	8,30 4,55	69,71 103,42	5,32 9,76		147,48
F10	26/03/2018	<b>0,85</b>	1,83	0,11	7,01	43,21	7,05		
F4 hotel	29/03/2018	1,62 <b>1,07</b>	1,80	1,87 1,07	8,13 6,68	0,72	1,12 1,85	0,73	45,44
F6	26/03/2018	1,13 <b>1,06</b>	1,81	1,92 0,73	7,15 6,66	0,29	0,79 1,56	1,16	25,14
Pezenas	26/03/2018	1,90 <b>1,04</b>	1,88	1,39 0,01	8,76 7,31	6,21 7,91	0,62 0,78		27,61
Cauvy	28/03/2018	1,50 <b>1,01</b>	1,80	1,75 1,33	7,03 6,54	13,15 1,66	1,56 1,11	7,85	19,03
Issanka	27/03/2018	<b>1,03</b>	1,73	1,88	6,37	0,19	1,04	0,39	
Vene	27/03/2018	1,56 <b>0,94</b>	1,72	2,56 0,14	8,57 6,05	0,34	0,69 1,44	6,33 0,40	11,17
Ambressac	28/03/2018	<b>0,82</b>	1,61	1,02	5,51	1,27	0,48	1,69	11,43
CGE tennis	27/03/2018	1,52 <b>1,06</b>	1,79	2,38 1,42	8,34 6,55	1,65	0,48 0,81	1,02	9,66
F3	28/08/2018	<b>0,32</b>	1,16	0,03	3,77		0,22		56,09
F5	28/08/2018		1,16	0,04	4,46	52,56			189,98
F8	28/08/2018	<b>0,94</b>	1,43	0,02	5,75	24,26			207,38
F9	28/08/2018	<b>0,59</b>	1,14	0,08	4,46	42,94			155,00
S12 ecole	30/08/2018	<b>0,65</b>	1,12	0,04	3,95	13,79			162,66
F10	28/08/2018	<b>1,05</b>	1,60	0,03	6,52	8,16			248,65
F14	28/08/2018	<b>0,85</b>	1,32	0,15	5,23	45,63			210,56
F4 hotel	29/08/2018	<b>1,01</b>	1,49	0,04	6,01		0,62	1 954,99	15,27
F6	28/08/2018	<b>1,04</b>	1,48	0,56	5,75		0,95		22,40
Pezenas	28/08/2018	<b>0,90</b>	1,41	0,02	5,36		0,62		12,32
Cauvy	30/08/2018	<b>0,92</b>	1,52	1,53	5,82		0,78	273,87	4,00
Issanka	29/08/2018	<b>1,30</b>	1,66	1,82	6,62		0,98		3,82
Ambressac	28/08/2018	<b>0,82</b>	1,28	2,05	4,60		0,22		4,29
CGE tennis	28/08/2018	<b>0,95</b>	1,56	0,82	6,00		0,52	593,44	4,02
P4 la balme	04/09/2018	<b>1,43</b>	1,54	1,49	5,98		1,14	202,97	4,32
F6	21/05/2019	<b>1,06</b>	1,54	1,25	6,66		14,43	8,78	6,69
Pezenas	21/05/2019	<b>0,79</b>	1,36	0,01	5,43		8,23		3,33
Issanka	23/05/2019	<b>1,24</b>	1,69	1,12	7,69		14,78	12,96	3,33
P4 La Palme	22/05/2019	<b>1,02</b>	1,52	1,73	6,51		16,26	15,27	1,42
CGE tennis	22/05/2019	<b>0,96</b>	1,57	1,31	6,79		11,42	8,25	2,13
Ambressac	23/05/2019	<b>0,78</b>	1,34	1,58	5,33		5,24		1,17
Cauvy	22/05/2019	<b>0,96</b>	1,52	1,31	6,43		15,01	15,34	2,03
Sète/Stade Michel	11/12/2019	1,35		0,01	7,79	17,20	47,28		252,34
		<b>1,35</b>	1,71	0,14	8,65		7,12		
		<b>1,37</b>	1,67	0,01	8,26	15,35	7,30		
F5	10/12/2019	0,60		0,05	3,78	199,39	59,37		162,32
		<b>0,58</b>	1,01	0,01	3,88	179,90	6,91		
		<b>0,42</b>	1,02	0,02	3,93	178,08			
F6	10/12/2019	0,35		1,51	16,55	61,43	0,23		130,55
		<b>1,05</b>	1,52	0,76	6,33		10,75		
		<b>1,09</b>	1,51	1,01	6,20		10,99		
CGE_tennis	10/12/2019	1,15		0,73	6,90	77,04	7,54		3,18
		<b>1,30</b>	1,64	0,01	6,96	33,99	6,38		
		<b>1,05</b>	1,58	0,04	6,41	61,11	7,83		
Vise	10/12/2019	0,72		1,22	4,88		10,57		5,24
		<b>0,71</b>	1,23	0,04	4,17		8,94		
		<b>0,76</b>	1,25	0,01	4,29		8,74		
P4	11/12/2019	<b>0,96</b>	1,53	0,34	6,06		16,99		
		1,10		1,01	6,59		11,04		2,69
		<b>1,12</b>	1,58	0,42	6,61		13,83		

*Tableau A. 16: Résultats des analyses des gaz dissous (Ne, Ar, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O et He) des campagnes spatiales de 2018-2019 (2/2).*

Nom des échantillons	Date	Ne	Ar	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> O	He
		mol/l							
		<b>*10<sup>8</sup></b>	<b>*10<sup>5</sup></b>	<b>*10<sup>4</sup></b>	<b>*10<sup>4</sup></b>	<b>*10<sup>8</sup></b>	<b>*10<sup>4</sup></b>	<b>*10<sup>8</sup></b>	<b>*10<sup>9</sup></b>
Ambressac	12/12/2019	<b>1,05</b>	1,44	0,16	5,53		4,93		
		<b>1,02</b>	1,40	0,16	5,39		5,21		
Cauvy	12/12/2019	<b>0,99</b>	1,52	0,01	6,13		8,61		
		<b>1,82</b>	1,51	0,26	6,10		8,53		
Issanka	12/12/2019	<b>1,08</b>	1,46	0,34	5,81		10,46		
		<b>1,12</b>	1,52	0,49	6,14		10,69		
Pezenas	10/12/2019	1,14		0,10	7,28		6,68		19,23
		<b>0,85</b>	1,49	0,01	6,26		9,12		
		<b>1,13</b>	1,51	0,01	6,30		10,36		
Vène	12/12/2019	1,06		0,80	6,80		14,57		2,65
		<b>0,97</b>	1,52	0,01	6,22		13,76		
		<b>0,98</b>	1,54	0,01	6,29		13,91		

## **Annexe 3**

### **Indice de saturation**



Tableau A. 17: Indices de saturation calculés en basses eaux 2018 (calcul Phreeq).

	Indice de saturation pour :				
	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Dolomite	Gypsum
Vene*	-2,6	-0,09	0,06	-1,02	-2,35
Issanka	-2,58	0	0,15	-0,48	-2,33
CGETennis	-2,47	-0,07	0,08	-0,29	-2,22
P4LaBalme	-2,45	0,09	0,24	-0,12	-2,21
Ambressac	-1,84	0,93	1,08	1,9	-1,6
Cauvy	-2,2	-0,06	0,09	-0,37	-1,95
F4hotel	-1,69	0,24	0,38	0,77	-1,47
Vise**	-1,81	-0,14	0,01	-0,14	-1,56
Pezenas	-2,77	-0,04	0,1	0,39	-2,6
Frescaly***	-2,63	0,18	0,33	0,01	-2,38
Rouvierette****	-1,68	0,16	0,31	0,54	-1,44
S12	-0,77	-0,25	-0,12	0,01	-0,67
F5	-0,73	-0,36	-0,23	-0,2	-0,66
F6	-1,66	-0,09	0,05	0,11	-1,44
F8	-0,77	-0,27	-0,14	0,15	-0,62
F9	-0,75	-0,32	-0,19	-0,13	-0,67
F14	-0,74	-0,21	-0,08	0,06	-0,64
StadeMichel	-0,93	-0,2	-0,06	0,02	-0,72

\* Donnée de la Vène en HE18 car les plus basses en conductivité

\*\* Donnée de la Vise en HE19 car se sont les seules données disponibles

\*\*\* Donnée de Frescaly en BE18 car se sont les seules données disponibles

\*\*\*\* Donnée de Rouvierette en HE18 car se sont les seules données disponibles









**Centre scientifique et technique**

3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009  
45060 – Orléans Cedex 2 – France  
Tél. : 02 38 64 34 34

**Direction régionale Occitanie**

1039 rue de Pinville  
34000 – Montpellier – France  
Tél. : 04 67 15 79 90

**[www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)**