



Document à accès immédiat

NUTRI-Karst – Echanges karst-rivière et fonctionnement hydrogéologique des aquifères du bassin de la Loue

Rapport final de la Tâche 2

BRGM/RP-73496-FR

Version 1 du 12 novembre 2024

Étude réalisée dans le cadre du projet de recherche NUTRI-Karst

**Charlier J.-B., Ladouche B., Vallet A., Idoux A., Allanic C., Bailly-Comte V., Benoît S.,
Le Mesnil M., Selles A.**

Vérificateur :

Nom : Jean-Christophe Maréchal

Fonction : Responsable d'unité

Date : 02/08/2024

Signature :

Approbateur :

Nom : Patrick Charbonnier

Fonction : Directeur adjoint

Date : 06/11/2024

Signature :

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

Contact : qualite@brgm.fr

Avertissement

Ce rapport est adressé en communication exclusive au demandeur, au nombre d'exemplaires prévu.

Le demandeur assure lui-même la diffusion des exemplaires de ce tirage initial.

La communicabilité et la réutilisation de ce rapport sont régies selon la réglementation en vigueur et/ou les termes de la convention.

Le BRGM ne saurait être tenu comme responsable de la divulgation du contenu de ce rapport à un tiers qui ne soit pas de son fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.

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/yMgFcU6Ctg> ou par ce code :



Mots clés : Ressource en eau ; karst ; interactions surface-souterrain ; hydrogéologie ; hydrologie ; massif du Jura

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

Charlier J.-B., Ladouche B., Vallet A., Idoux A., Allanic C., Bailly-Comte V., Benoît S., Le Mesnil M., Selles A. 2024. NUTRI-Karst – Echanges karst-rivière et fonctionnement hydrogéologique des aquifères du bassin de la Loue. Rapport final de la Tâche 2 V1. BRGM/RP-73496-FR, 263 p.

© BRGM, 2024, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.
IM003-MT008-P2-09/03/2023

Synthèse

L'objectif global du projet NUTRI-Karst (BRGM, Chambre Agriculture 25-90, Agence de l'eau RMC) est d'étudier l'impact des activités anthropiques (en particulier agricoles) sur les transferts d'eau et de nutriments dans les bassins karstiques du massif du Jura. Le projet s'organise autour de quatre tâches :

- Tâche 1 : Réponses des agro-hydro-systèmes du massif du Jura face au changement climatique et aux activités anthropiques ;
- Tâche 2 : Echanges karst-rivière et fonctionnement hydrogéologique des aquifères du bassin de la Loue ;
- Tâche 3 : Transferts de nutriments d'origine agricole aux différentes échelles du sol, de la source karstique et du bassin de la Loue ;
- Tâche 4 : Porter à connaissance pour construire une vision partagée des causes de la perturbation des rivières comtoises.

Ce rapport présente les résultats de la Tâche 2 du projet NUTRI-Karst. Elle porte sur la caractérisation des processus hydrogéologiques des principaux aquifères du bassin de la Loue, et des interactions surface-souterrain (échanges karst-rivière) qui contrôlent son fonctionnement hydrologique.

Plusieurs approches de l'hydrologie et l'hydrogéologie ont été combinées sur le bassin de la Loue dans sa partie karstique en amont de Chenecey-Buillon : i) jaugeages différentiels en rivière, ii) profils physico-chimiques le long du linéaire, iii) analyse des variables physico-chimiques acquises en continu, iv) traçages artificiels, v) hydrochimie et isotopie des pluies, eaux du sol, des eaux souterraines (sources) et rivières, vi) modélisation géologique. A partir de cette approche pluridisciplinaire, il a été possible de revisiter le fonctionnement de certains hydrosystèmes étudiés par le passé (Lison, système Doubs-Loue), et de poser des premiers résultats de fonctionnement pour d'autres plus méconnus (Maine, Baume Archée) et pourtant d'importance régionale.

Les principaux résultats mettent en évidence la grande diversité du contexte hydrogéologique qui engendre une grande variabilité des interactions surface-souterrain le long de la Loue et du Lison. La localisation des différents tronçons de pertes et apports reflète l'alternance de zones de plateaux, reculées et traversées de faisceaux du paysage jurassien. Les interactions ont été qualifiées à travers une typologie générique qui permet de localiser les tronçons sans échanges, en apports, en pertes selon les périodes de basses et hautes eaux. Le bassin de la Loue est composé de l'ensemble de cette variété, ce qui la rend unique en termes de paysages mais fortement complexe en termes de fonctionnement.

L'importance des eaux souterraines dans les écoulements de surface engendre une régulation très importante de ces derniers par le karst, principalement en étiage (les principaux systèmes des sources de la Loue, sources du Maine et Lison contrôlent plus de 90% du débit de la rivière Loue à Chenecey-Buillon en fin d'été). Cela reste vrai également en hautes eaux et en crue, au vu des estimations de débits sur les principaux systèmes du bassin.

Les réservoirs du Jurassique supérieur et du Jurassique moyen semblent comporter des différences notables en termes de karstification, ce qui impacte le fonctionnement hydrologique des cours d'eau dont les pertes peuvent constituer – en plus de la recharge diffuse majoritaire – une recharge non négligeable des aquifères sous-jacents. Le fonctionnement des principaux

aquifères est rendu complexe par l'existence de compartiments qui reflètent l'histoire géologique et karstogénétique, et expliquent certaines variabilités saisonnières des signatures hydrochimiques des eaux.

La saisonnalité est une des clés de compréhension de la variabilité des échanges surface-souterrain, du fait de son importance au sein des aquifères. Ainsi les eaux issues des transferts depuis la zone noyée sont masquées par celles issues des transferts rapides plus importants en hautes eaux. Selon la connectivité des zones de pertes avec la profondeur, les temps de résidence des eaux drainées à la source peuvent varier dans des gammes de plusieurs années ou dizaines d'années en fin d'été, jusqu'à quelques heures/jours en hautes eaux et crues.

L'origine de l'eau dans les cours d'eau est donc dépendante de celle des eaux souterraines mobilisées tout au long de l'année. En cela, et au vu de l'importance des contributions des principaux aquifères (Loue, Lison, Maine, Baume Archée) au débit de la Loue à Chenecey-Buillon, il est montré que l'eau de la rivière Loue en étiage est une eau issue de recharges anciennes de plusieurs années à dizaines d'années.

En parallèle de la caractérisation hydrogéologique, les approches développées ont permis de mieux comprendre les échanges entre le karst et les cours d'eau, de préciser les contours de ces interactions en termes spatial et temporel. Des schémas conceptuels des principaux aquifères, ainsi que des schémas génériques aux bassins karstiques de plateaux sont proposés et déclinés sur le bassin de la Loue afin de donner un éclairage sur les processus qui contrôlent son fonctionnement hydrologique.

La synthèse de ce rapport présente la diversité de fonctionnement qui peut être rencontrée dans les paysages de karst de plateau. En cela elle se veut générique pour baser une première approche naturaliste de l'analyse des échanges karst-rivière du massif Jurassien ou sur d'autres massifs karstiques montagneux français.

Sommaire

1. Introduction	19
1.1 Problématique et enjeux.....	19
1.1. Objectifs de la Tâche 2 du projet NUTRI-Karst.....	20
2. Site d'étude : le bassin de la Loue en amont de Chenecey-Buillon.....	23
2.1. Contexte général.....	23
2.1.1. Géographie	23
2.1.2. Géologie.....	25
2.2. Contexte local de la haute vallée de la Loue	26
2.2.1. Le Plateau de Levier : le bassin des sources de la Loue et du Lison.....	27
2.2.2. La traversée du faisceau salinois	27
2.2.3. La traversée du Plateau d'Ornans.....	28
2.2.4. La traversée du Plateau de Merrey-sous-Montrond	29
2.3. Hydro-Climatologie.....	29
2.4. Hydrogéologie et hydrologie.....	30
2.4.1. Contexte hydrogéologique	30
2.4.2. Processus hydro(géo)logiques	32
2.5. Synthèse	32
3. Methodologie et données	33
3.1. Approches hydrodynamiques et physico-chimiques	33
3.1.1. Jaugeages différentiels	33
3.1.2. Minéralisation de l'eau.....	35
3.1.3. Traçages artificiels	38
3.2. Approches hydrochimiques et géochimiques	41
3.2.1. Généralités.....	41
3.2.2. Principes de l'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau.....	42
3.2.3. Principes de l'utilisation des gaz nobles et anthropiques dissous	42
3.2.4. Principes de l'utilisation des isotopes du strontium.....	45
3.2.5. Présentation du réseau des suivis hydrochimiques et isotopiques	46
3.3. Bassins d'alimentation des principaux aquifères	51
3.3.1. Délimitation des zones de recharge des principaux aquifères karstiques	51
4. Approche hydrodynamique et physico-chimique.....	53
4.1. Objectifs.....	53
4.2. Jaugeages différentiels	53
4.2.1. Analyse Débit-Débit des tronçons (données Brgm et DREAL 2021-2022).....	53
4.2.2. Contribution des affluents et des sources (données 1998-1999, Cabinet Reilé) ..	62
4.2.3. Comparaison des jaugeages différentiels sur la Loue (BRGM, DREAL 2021/2022) et des sources et affluents (Cabinet Reilé 1998/1999)	66
4.3. Informations apportées par la minéralisation de l'eau.....	68
4.3.1. Profils physico-chimiques.....	68
4.3.2. Analyse des crues (thèse Le Mesnil, 2021)	74
4.4. Traçages artificiels	81
4.4.1. Données issues des multi-traçages entre Pertes du Doubs et sources de la Loue	81
4.4.2. Interprétation des courbes de restitution et des Distributions des Temps de Séjour (DTS)	86
4.4.3. Modélisation à l'aide de Trac.....	89
4.4.4. Conclusion sur l'organisation du drainage entre les pertes du Doubs et les exutoires karstiques de la Loue et de Moulin Miguet	90

5. Approche hydrochimique, isotopique & datation des eaux	93
5.1. Objectifs.....	93
5.2. Variabilité spatio-temporelle des isotopes stables de l'eau	93
5.2.1. Gradient altitudinal des pluies.....	93
5.2.2. Estimation de l'altitude de recharge des aquifères karstiques étudiés.....	97
5.2.3. Informations apportées par les suivis isotopiques de l'eau du sol (lysimètre).....	99
5.2.4. Caractérisation des modalités du transfert de l'eau gravitaire dans le sol (lysimètre site expérimental de Montmahoux)	101
5.3. Gaz nobles et gaz anthropiques dissous.....	104
5.3.1. Température de recharge : informations apportées par les gaz nobles dissous (Ar/N ₂)	105
5.3.2. Datation des eaux souterraines : informations apportées par les gaz anthropiques dissous	107
5.3.3. Comparaison avec les informations historiques obtenues par le tritium	114
5.4. Isotopes du strontium.....	116
5.4.1. Examen des signatures isotopiques en strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr).....	117
5.4.2. Caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle des échanges karst-rivière sur le bassin de la Loue	119
6. Modèle géologique 3D	147
6.1. Objectifs.....	147
6.2. Principes de la modélisation géologique 3D.....	147
6.3. Données utilisées	149
6.3.1. Cartes géologiques.....	149
6.3.2. Données structurales.....	151
6.3.3. Données du portail Minergies	153
6.3.4. Coupes géologiques.....	155
6.4. Modèle 3D sur l'emprise du bassin de la Loue.....	156
6.4.1. Pile géologique retenue	156
6.4.2. Le réseau structural	159
6.4.3. Les géométries	160
6.4.4. Synthèse géologique de la zone d'étude	167
7. Synthèse & modèles conceptuels des principaux hydrosystèmes, et des interactions karst-rivière.....	169
7.1. Objectifs.....	169
7.2. Délimitation des bassins d'alimentation	169
7.2.1. Récapitulatif.....	169
7.2.2. Fiches de synthèses par hydrosystèmes	169
7.3. Modèles hydrogéologiques conceptuels des principaux hydrosystèmes.....	172
7.3.1. Hydrosystème des sources de la Loue	172
7.3.2. Hydrosystème de la source du Lison et de la grotte Sarrazine.....	175
7.3.3. Hydrosystème de la source de la Baume Archée.....	177
7.3.4. Hydrosystème Brême-Maine-Ecoutôt	179
7.3.5. Zone d'interfluve des sources Lison - Baume-Archée – Loue	185
7.3.6. Coupe le long du cours d'eau de la Loue en amont de Chenecey-Buillon.....	187
7.4. Schémas conceptuels des échanges karst-rivière : variabilités spatiale et temporelle	188
7.4.1. Typologie des interactions karst-rivière.....	188
7.4.2. Variabilité des interactions à l'échelle du bassin de la Loue.....	189
7.5. Temps de résidence des eaux souterraines et impact sur les eaux de surface	193
7.5.1. Eaux souterraines.....	193
7.5.2. Eaux de surface.....	195

8. Conclusion et perspectives.....	197
8.1. Principaux enseignements	197
8.2. Perspectives dans le cadre du projet NUTRI-Karst	200
9. Bibliographie	201

Liste des figures

Figure 1 - Schéma hydrogéo-morphologique des bassins karstiques du massif du Jura (Bichet et Campy, 2008).....	19
Figure 2 : Bassin de la Loue à Chenecey-Buillon (contour noir) sur fond MNT (BD Alti 50m) ; ●sources, ▼pertes.	24
Figure 3 : Localisation du bassin de la Loue dans le contexte alpin et jurassien (d'après Bichet et Campy, 2008).....	25
Figure 4 - Reculée de la Loue et profils schématiques au niveau des tronçons traversés par la Loue (Bichet et Campy, 2008).....	26
Figure 5 - Source de la Loue (à gauche) et du Lison (à droite) - clichés Brgm.....	27
Figure 6 - Gorges de Nouailles (à gauche), source du Pontet (au centre), et cascade du Verneau (à droite) - clichés Brgm.	28
Figure 7 - Vallée de la Loue (à gauche) et Puits de la Brême (à droite) - clichés Brgm.....	28
Figure 8 – Relations entre les variables hydro-climatiques à l'échelle annuelle et l'altitude pour les données des stations météorologiques Météo France ; la position des stations en latitude est donnée par l'échelle de couleur (du bleu au jaune = du nord vers le sud) ; source Charlier et al. (2022).....	29
Figure 9 - Série stratigraphique caractéristique du Massif du Jura (Chauve, 2006) et localisation des principaux aquifères et aquicludes du bassin Loue-Lison (Charlier et al., 2014)	31
Figure 10 : Points de mesures des différentes campagnes de débit.....	33
Figure 11 : Approches à l'échelle des bassins emboîtés et des tronçons de rivière. Echelles spatiales : bassins topographiques / tronçons de rivière. Données suivies : débit (Q : Q_i à la station amont en bleu clair et Q_o à la station aval en bleu foncé) et conductivité électrique (EC : EC_i et EC_o). Traitement des données : boucle hystérésis EC-Q à la station aval, caractérisée par sa pente (s) et son indice hystérésis (HI) / modélisation inverse de la concentration Q_L et conductivité électrique EC_L des flux latéraux. PEW : eau pré-événementielle, EW : eau événementielle. (source : Le Mesnil, 2022)	37
Figure 12 : Classification des boucles EC-Q sur la base de la pente s (négative à gauche, nulle au centre et positive à droite) et de l'indice hystérésis HI (sens horaire en haut C, nul au centre N, anti-horaire en bas A), adaptée de Evans et Davies (1998) ; les couleurs indiquent les contributions correspondantes au débit des cours d'eau (PEW : eau pré-événementielle, EW : eau événementielle) dans le cas des bassins versants où l'EC est positivement corrélée au temps de résidence de l'eau (par exemple, les zones karstiques), et où l'EC initiale est supérieure à la valeur de l'EC du pôle EW (Le Mesnil, 2021).....	38

Figure 13 : Carte de localisation des différents exutoires et des stations hydrométriques à proximité de la source de la Loue (Charlier et al., 2014 – rapport BRGM/RP-63844-FR).....	40
Figure 14: Représentation schématique de la formation d'excès d'air (modifié d'après Kipfer et al. 2002).	42
Figure 15. Chroniques des concentrations des CFC et SF6 dans l'air (NOAA/PMEL, John.L.Bullister@noaa.gov)	44
Figure 16. Vue des pluviomètres du réseau d'observation mis en place en septembre 2019... ..	46
Figure 17. Dispositif de plaques lysimétriques à Montmahoux, illustrant la localisation de la parcelle 'Témoin', et les 3 répliques par parcelles (photos ©CIA25-90).....	47
Figure 18. Localisation des sites de prélèvements pour analyses hydrochimiques et isotopiques	50
Figure 19 : Logigramme appliqué pour la délimitation des bassins d'alimentation des aquifères karstiques	52
Figure 20 : Débits en fonction de la distance à la source des cours d'eau, campagnes BRGM, en basses eaux 9/2022 (a et b) et hautes eaux 01/2021(c et d) ; à noter que la source de la Loue est représentée par Lo2 au niveau du barrage EDF, et que Do1 n'a pas été jaugé en hautes eaux.	54
<i>Figure 21 : Carte des débits différentiels par tronçon (valeurs absolues) pour les campagnes BRGM de basses et hautes eaux.....</i>	<i>55</i>
Figure 22 : Carte des débits différentiels rapportés au linéaire du tronçon pour les campagnes BRGM de basses et hautes eaux.....	56
Figure 23 : Carte des débits différentiels de la campagne DREAL de 23 mars 2022.....	57
Figure 24 : Secteur de la Loue autour des sources du Maine et Ecoutôt ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tiret violet	62
Figure 25 : Débit cumulé (m ³ /s) et part relative (%) des arrivées d'eau des données Cabinet Reilé (1998-1999) en basses et hautes eaux, différenciant les eaux souterraines (ESO), les eaux de surface (ESU) issues des ruisseaux et affluents à la Loue, et précisant la différence avec le débit à la station DREAL de Chenecey-Buillon.	63
<i>Figure 26 : Débits cumulés des arrivées d'eau (sources et affluents) à la Loue en basses (07/1998) et hautes (02/1999) eaux ; les débits de la Loue à Vuillafans et à Chenecey-Buillon sont également indiqués.</i>	<i>64</i>
Figure 27 : Part relative au débit total des sources et affluents de la Loue et du Lison en basses eaux (07/1998 – graphique du haut) et hautes eaux (02/1999 – graphique du bas).....	65
Figure 28 : Comparaison des débits cumulés des apports latéraux par tronçon (sources et affluents - données Cabinet Reilé) et des débits différentiels (données BRGM) pour les conditions de basses eaux (en haut), de hautes eaux (au centre), et de crue (en bas).....	67
Figure 29 : Profil en long de la conductivité électrique mesurée dans l'eau de la Loue depuis sa source jusqu'à Chenecey-Buillon, pour les 2 campagnes de juin 2021 (orange) et octobre 2022 (bleu) ; les carrés représentent les valeurs pour les principales arrivées d'eau accessibles depuis le cours d'eau.	70
Figure 30 : Profils de conductivité électrique de la Loue issus des campagnes mensuelles en 2020/2021 et des campagnes de profil en long ; le chiffre donné avant la date est la valeur du débit de la Loue à Chenecey-Buillon ; les carrés représentent les valeurs pour les principales arrivées d'eau.	71

Figure 31 : Superposition des profils de conductivité électrique (juin 2021 – données BRGM) et de thermie (juillet 2023 – données Scimabio), illustrant les différents types d’apports localisés et diffus.	72
Figure 32 : Boîtes à moustache des valeurs de EC lors des évènements de crue (les + représentent les outliers), et valeurs moyennes annuelles correspondantes (cercles) pour les 4 stations de Nans (source du Lison), d’Ouhans (source de la Loue), et de Vuillafans et Chenecey-Buillon sur la Loue.....	74
Figure 33 : Exemples de variations de EC et Q enregistrées lors d’évènements pluvieux, avec les boucles EC-Q associées et leur classification. a : Nans, 14 Mars 2017; b : Ouhans, 3 Juin 2017	75
Figure 34 : Distribution des pentes s (a) et des indices hystérésis HI (c), groupés par saisons. 76	
Figure 35 : Variations des débits (a) et des conductivités électriques (b) – mesure : amont (IN), aval (OUT) – simulation : latéraux (L). Exemple sur le tronçon Ouhans-Vuillafans, mars 2017. 77	
Figure 36 : Distribution saisonnière de la conductivité électrique du flux latéral simulé EC_L , valeurs moyennes calculées autour du pic d’apport latéral, avec les valeurs de EC des pôles de l’eau pré-événementielle (PEW) et de l’eau événementielle (EW) en lignes pointillées calculées pour comparaison. De gauche à droite, les tronçons représentés vont de l’amont vers l’aval.	78
Figure 37 : Modèle conceptuel des principaux processus de crue et de la saisonnalité de l’origine de l’eau en basses et hautes eaux (gauche), avec les types de boucles d’hystérésis, les hydrogrammes schématisés associés et le schéma global de variabilité spatiale (à droite). Le triangle décrit la variabilité spatiale de l’origine de l’eau dominante depuis la tête de bassin jusqu’à l’exutoire (modifié d’après Le Mesnil et al., 2022)	80
Figure 38: Localisation des points d’injection des traçages réalisés et interprétés par le Cabinet Reilé dans la zone des pertes du Doubs à Arçon et Maison-du-Bois (source Cabinet Reilé, 2018a).....	81
Figure 39: Données brutes (en mV) du traçage du Cabinet Reilé (2018a) issues des optiques dédiées au suivi de l’uranine (L1) et de la sulforhodamine (L2) sur les sources de la « Loue » (Loue vasque) et « Canal » (Loue canal) ; injection réalisée le 17/09/2018.	82
Figure 40 : Localisation des points d’injection et de restitution du multi-traçage Pertes du Doubs- > sources de la Loue de septembre 2022 (RB Hydro-Environnement, 2022).	84
Figure 41 : Courbes de restitution aux exutoires de la Loue Vasque (courbe noire), Loue canal (courbe rouge), et à la source du Moulin Miguët (courbe bleue) de la sulforhodamine B injectée le 19/09/2022 à 11h30 en rive droite du Doubs en aval d’Arçon, comparées à l’évolution du débit mesuré à Loue Canal (courbe verte).	85
Figure 42 : Courbes de restitution aux exutoires de la Loue Vasque (courbe noire), Loue canal (courbe rouge), et à la source du Moulin Miguët (courbe bleue) de l’uranine injectée le 19/09/2022 à 10h00 au puits perte du Frambourg, comparées à l’évolution du débit mesuré à Loue Canal (courbe verte).....	85
Figure 43 : Distributions des Temps de Séjour (DTS) obtenues pour le multi-traçage de 2022 des pertes du Doubs.....	87
Figure 44 : Comparaison des DTS obtenues entre la zone du Doubs en aval d’Arçon et Loue Canal en 2018 (assec du Doubs) et en 2022 (crue de reprise).....	87
Figure 45 : Diagnostic h_{mod}/t_{mod} des résultats du multi-traçage de 2022 des pertes du Doubs – A : Arçon, F : Frambourg, V : Loue Vasque, C : Loue Canal, M : Moulin Miguët.....	88

Figure 46 : Représentation schématique des 2 types de relations hydrauliques mises en évidence par l'interprétation des traçages des pertes du Doubs selon une vue en carte sur le fond géologique harmonisé du BRGM et le fond cartographique de l'IGN, et en coupe (sans échelle). Les numéros indiqués ne sont pas des repères chronologiques mais uniquement spatiaux. ...	91
Figure 47. Evolutions temporelles des signatures en oxygène 18 mesurées dans les collecteurs du réseau d'observation des précipitations du projet Nutrikarst. Les informations du collecteur de Forbonnet (Lhosmot et al, 2022) sont également reportées.	94
Figure 48. Relation deutérium versus oxygène 18 des précipitations	94
Figure 49. Variation des gradients isotopiques altitudinaux ($\delta^{18}\text{O}$) au cours des cycles hydrologiques	95
Figure 50. Gradients isotopiques par saisons (exemple du cycle hydrologique 2020/2021)	96
Figure 51. Compositions isotopiques en ^{18}O (en ‰ vs SMOW) en fonction de l'altitude de prélèvement des sources (en m). En trait plein : gradient altitudinal défini avec les données des précipitations des 4 collecteurs du réseau d'observation [Merey-sous-Montrond (442 m), Montmahoux (707 m), Bulle (861 m) et Roche Jean (1222 m)]. En traits pointillés, les bornes extrêmes de l'incertitude du gradient isotopique altitudinal. L'erreur sur les mesures isotopiques est de ± 0.1 ‰.	97
Figure 52. Evolution de la signature isotopique de la pluie et de la signature de la pluie pondérée par le volume récolté par le pluviomètre totalisateur (ou la pluie RR de la station Météo France de Levier) en considérant une fenêtre glissante de 3 mois. La signature du lysimètre L15 de la station expérimentale de Montmahoux est reportée (prof L15= 50 cm).....	100
Figure 53. Evolution de la signature de la pluie pondérée par le volume récolté par le pluviomètre totalisateur (ou la pluie RR de la station Météo France de Levier) en considérant une fenêtre glissante de 3 mois et un décalage de transfert piston de 40 jours. Les signatures isotopiques de la pluie et du lysimètre L15 de la station expérimentale de Montmahoux sont reportées (prof= 50 cm)	100
Figure 54. Schéma conceptuel d'infiltration et de bilan isotopique de l'écoulement gravitaire à la base du sol	101
Figure 55. Evolution des signatures isotopiques mesurées dans la pluie (Montmahoux) et le lysimètre L15 de la station expérimentale (CIA25-90). La signature isotopique calculée par le modèle de bilan hydro-isotopique est présentée pour 4 configurations de réserve utile du réservoir sol ([A] $R_{\text{Umax}}=30$ mm, [B] $R_{\text{Umax}}=100$ mm, [C] $R_{\text{Umax}}=150$ mm, [D] $R_{\text{Umax}}=300$ mm) en considérant un décalage (Piston) de 30 jours dans le sol. Les débits de la source du Verneau ainsi que l'évolution de sa signature isotopique sont également reportés.	103
Figure 56. Evolution des signatures isotopiques de l'eau du sol calculées par le modèle de bilan hydro-isotopique avec une réserve utile (R_{Umax}) de 300 mm, et en considérant un décalage (Piston) de 30 jours dans le sol. L'évolution de la signature isotopique de la chronique pondérée de l'eau de recharge est également reportée (chronique du flux isotopique pondérée avec une fenêtre glissante de 18 mois). L'évolution de la signature isotopique du Verneau et du débit sont également reportés ainsi que la signature isotopique des précipitations.	104
Figure 57. Calcul de la température de recharge (T_{GN}) et de l'excès d'air (EA) à partir des concentrations des gaz dissous (Ar, N ₂) pour la source de la Loue. Les ellipses présentent l'évolution de l'erreur (X^2 , cf texte) en fonction de l'excès d'air et de la température de recharge. La croix rouge permet de repérer la valeur minimale retenue.....	105
Figure 58. Evolution de la température moyenne décadaire atmosphérique (moyenne interannuelle période 2000-2019) et report des températures de recharge estimée par les gaz nobles.	107

Figure 59. Concentrations des gaz dissous anthropiques SF ₆ , CFC11, CFC 12 et CFC 113 (pptv) sur 4 diagrammes binaires A, B, C, et D ; avec et report des évolutions théoriques des concentrations des modèles exponentiel (EM) et piston (PFM) pour différents âges apparents de l'eau ou période d'infiltration.	111
Figure 60. Evolution de la signature tritium des eaux de pluie à Thonon-les-Bains (Blavoux et al, 2013) et des signatures théoriques du modèle exponentiel (Maloszewski et Zuber, 1982) calculées pour différents temps de résidence (entre 1 an et 25 ans). Les signatures tritium de la source du Lison et de la Sarrazine en période de basses-eaux sont également reportées.	115
Figure 61. Evolution du rapport isotopique du strontium de l'eau de mer au jurassique et au crétacé (Prokoph et al, 2008). Report des signatures isotopiques des eaux karstiques mesurées à l'étiage (septembre 2022).	117
Figure 62. Evolution du rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr en fonction du rapport 1/Sr ; en incluant les données issues de Lhosmot et al. (2022).....	118
Figure 63. Carte de localisation des points d'eau entre les pertes du Doubs et la Loue (à gauche) et la source de la Loue et la Loue à Mouthier (à droite) ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet. ...	120
Figure 64. Evolution des concentrations en nitrates en fonction des teneurs en chlorures (Loue entre La source de la Loue et Mouthier)	122
Figure 65. Evolution du rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr en fonction de la signature isotopique (oxygène 18) de l'eau pour les 3 campagnes de basses eaux BE, moyennes eaux ME et en crue.....	123
Figure 66. Rapports isotopiques du strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) en fonction des rapport 1/Sr : focus sur la source de la Loue en période de basses-eaux BE.....	124
Figure 67. Evolution de la chimie des eaux des sources de la Loue, Baume Archée et Moulin Miguet en fonction du débit à la Loue vasque.....	125
Figure 68. Carte de localisation des points d'eau entre la Loue à Mouthier et la Loue à Vuillafans ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.....	126
Figure 69. Evolution des concentrations en nitrates et en chlorures de la Loue entre Mouthier et Vuillafans et des sources karstiques du Bief Poutot (en RG) et du Grand-Bief (en RD).....	126
Figure 70. Evolution des rapports isotopiques du strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, 1/Sr) de la Loue entre Mouthier et Vuillafans et des sources karstiques Bief Poutot (en RG) et Grand-Bief (en RD) en basses eaux BE, moyennes eaux ME et en crue.....	127
Figure 71. Carte de localisation des points d'eau entre la Loue à Vuillafans et la Loue à Planchet ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.....	128
Figure 72. Evolutions temporelles des concentrations en NO ₃ et Cl et des signatures isotopiques(δ ¹⁸ O) des eaux de la Loue entre Vuillafans et Planchet, de la Brème à la confluence (RD), des sources karstiques (Maine et Ecoutôt en RD) du ruisseau Norvaux-Cléron (en RG). L'évolution de la piézométrie du puits de la Brème (BSS001KWDW) est également reportée. Le seuil de débordement du puits de la Brème à 330 mNGF est également indiqué par une ligne verte en tiretés.	129
Figure 73. Evolution des teneurs en nitrate et chlorure sur la Loue et les sources karstiques sur le tronçon Vuillafans-Planchet pour 4 périodes distinctes au cours du cycle hydrologique en basses eaux BE et moyennes eaux ME.	131

Figure 74. Campagne de BE (septembre 2022), évolution des concentrations en NO ₃ des eaux en fonction des signature isotopiques (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr et δ ¹⁸ O) sur le tronçon Vuillafans-Planchet. ...	132
Figure 75. Evolution du rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr des eaux en fonction du rapport 1/Sr sur le tronçon Vuillafans-Planchet en période de basses eaux BE, ME et HE.	133
Figure 76. Estimation des débits de la source du Maine à partir des contrastes géochimiques sur le tronçon Vuillafans-Planchet pour les campagnes mensuelles ; les périodes en couleur atténuée (2, 5, 7) sont des périodes trop influencées par d'autres apports superficiels sur le tronçon. ...	134
Figure 77. Carte de localisation des points d'eau entre la Loue à Planchet et la Loue à Chenecey-Buillon-Billon ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages indiqués en traits violet; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.	135
Figure 78. Evolution des concentrations en nitrate et chlorure et de la signature en oxygène 18 des eaux aux cours du cycle hydrologique 2019-2020.	136
Figure 79. Evolution des rapports isotopiques du strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) en fonction des rapports 1/Sr (A) et Cl/Sr (B) de la Loue à Planchet et à Chenecey-Buillon et du Lison à la confluence avec la Loue.	137
Figure 80. Tronçon Planchet à Chenecey-Buillon-Billon. Evolution des rapports isotopiques du strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) en fonction des rapports 1/Sr, focus sur la campagne de moyenne eaux. Les signatures mesurées aux sources Buillon, Froidière et Maine sont également reportées.	139
Figure 81. Carte de localisation des points d'eau entre les pertes du Lison sup., la source du Lison à Nans-sous-sainte-Anne et la confluence avec la Loue ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages indiqués en traits violet; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.	140
Figure 82. Inter-comparaison des signatures (Cl, NO ₃ , Ca/Mg et δ ¹⁸ O) des sources du Lison et de la Sarrazine en fonction du débit du Lison au cours du cycle hydrologique 2020-2021.	141
Figure 83. Evolution des rapports isotopiques du strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) en fonction des rapports 1/Sr de la source du Lison et de la Sarrazine et du Lison à la confluence avec la Loue. Les signatures de la source du Verneau qui alimente le Lison à Nans-Sous-Saint-Anne sont reportées ainsi que celles de la source Baume-Archée qui draine également le plateau de Levier.	142
Figure 84. Carte de localisation des points d'eau sur le système du Verneau entre les pertes de Jérusalem, la Vieille Folle, le lysimètre 'Témoin ' et la source à Nans-sous-Sainte-Anne ; fond de cartes IGN et BRGM ; les bassins marneux sont entourés de noir ; traçages indiqués en traits violet; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.	143
Figure 85. Evolution des rapports isotopiques du strontium (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, 1/Sr) des eaux du système karstique du Verneau en basses eaux BE, moyennes eaux ME et en crue.	144
Figure 86 : 1 – Méthode de modélisation géologique par interpolation de champs de potentiels : points de passage et de données d'orientation éparées provenant de l'observation du terrain 2 – Interfaces géologiques correspondant aux surfaces d'isovaleurs du potentiel ; 3 – Intégration de fonctions de dérive discontinues pour la modélisation des failles	147
Figure 87 : Modèle géologique 3D de la région du Monastier-sur-Gazeille (Defive et al., 2011), lequel a été produit uniquement à partir du relevé sur le terrain de données de passage et d'orientation	148
Figure 88 : Assemblage des cartes géologiques BRGM à l'échelle 1/50.000	150
Figure 89 : Assemblage des cartes géologiques BRGM à l'échelle 1/250.000	151

Figure 90 : Mesures structurales issues des cartes géologiques BRGM 1/50.000 avant tri et import dans le Geomodeler.	152
Figure 91 : Liste des forages profonds existants sur l'emprise de la zone d'étude Nutri-karst issus du portail www.minergies.fr	153
Figure 92 : Forages profonds issus de la base Minergies.fr.....	154
Figure 93: Données de sismique réflexion issues de www.minergies.fr	155
Figure 94 : Pile géologique des formations modélisées.	156
<i>Figure 95 – Carte géologique 1/50000 (Brgm) et relief de la zone d'étude</i>	157
<i>Figure 96 – Bloc diagramme du modèle geomodeler illustrant les formations retenues pour le découpage des réservoirs : Crétacé, Jurassique supérieur calcaire, Oxfordien marneux du Jurassique supérieur, Jurassique moyen, et Paléozoïque indifférencié incluant Lias et Trias.</i>	158
Figure 97 : Intersection du réseau structural 3D modélisé avec la topographie. Les couleurs correspondent à différentes orientations de structures : N-S en vert, NE-SW en orange et ENE-WSW en rouge.	159
Figure 98 : Réseau structural modélisé vu en 3D du sud vers le nord.(les couleurs sont les mêmes qu'en Figure 97).	160
Figure 99 - Cartes issues (à gauche) de l'intersection entre la topographie et le modèle géologique 3D, et (à droite) de la carte géologique au 1.000.000 du BRGM.....	161
Figure 100 : Localisation des 4 coupes représentatives issues du modèle géologique 3D	162
Figure 101 : Coupe Sud Nord à l'est de la faille de Pontarlier ; faisceau salinois en rouge, et prolongement NE-SW de la faille de Pontarlier en vert.....	163
Figure 102 : Coupe Sud-Nord à l'ouest de la faille de Pontarlier ; faisceau salinois (x=25000) et faisceau de Nancray-Vercel (x=47000) en rouge.....	163
Figure 103 : Coupe W-E au nord du faisceau salinois ; faisceau de Quingey (x=5000) en vert et faille de Pontarlier (x=45000) en vert.....	164
Figure 104 : Coupe W-E au sud du faisceau salinois ; faille de Courvières (x=20000) en orange et faille de Pontarlier en vert.....	164
<i>Figure 105 – Coupes géologiques à travers les plateaux (A) et la haute-chaîne (B)</i>	165
<i>Figure 106 – Coupes géologiques E-O à travers le plateau d'Amancey (A) et le faisceau Salinois (B) ; à noter que la faille de propagation du faisceau Salinois apparaît sub-horizontale sur la coupe B car celle-ci est localisée à l'aplomb du faisceau</i>	166
Figure 107 – Carte de synthèse de l'ensemble des bassins délimités ; les exutoires sont localisés par les cercles bleus.....	170
Figure 108 – Fiche de synthèse – Bassin hydrogéologique de la source de la Loue	171
Figure 109 – Hydrosystème des sources de la Loue : coupes horizontales aux altitudes des sources de la Loue (524m – A & B), et projection sur la coupe verticale nord-est – sud-ouest (C) et nord-ouest – sud-est de l'aquifère (D)	174
<i>Figure 110 – Hydrosystème de la source du Lison : coupes horizontales aux altitudes de la source du Lison (360m - A) et du toit de l'anticlinal du Bois de Chalem - Crouzet-Migette – Gevresin (530m - B), et projection sur la coupe verticale est-ouest (C) et nord-sud (D) de l'aquifère</i>	176
<i>Figure 111 – Hydrosystème de la source de la Baume Archée : coupes horizontales aux altitudes de la source (417m – A et B), et projection sur la coupe verticale dans l'allongement du bassin d'alimentation (D)</i>	178

Figure 112 – Hydrosystème du système Brême-Maine-Ecoutôt : coupes verticales passant par la source du Maine et le Puits de la Brême (A) et les sources Ecoutôt et Maine (B) ; chaque coupe est composée de 2 profils à partir du MNT5m (trait noir en haut) et du modèle géologique 3D (en bas).....	180
Figure 113 – Hydrosystème du système Brême-Maine-Ecoutôt : coupe horizontale à l'altitude 275 m (seuil zone mélange Loue aval – A) et projection sur la coupe verticale reliant les sources de la Froidière, Ecoutôt et Maine (B).....	182
Figure 114 – Hydrosystème du système Brême-Maine-Ecoutôt : coupe horizontale à l'altitude 302 m (source Ecoutôt – A) et projection sur la coupe verticale reliant l'Ecoutôt et la zone noyée du plateau de Mérey sous Montrond au niveau des cavités des Cavottes et Belle Louise (B).....	183
Figure 115 – Hydrosystème du système Brême-Maine-Ecoutôt : coupe horizontale à l'altitude 305 m (source Maine – A) et projection sur la coupe verticale traversant la zone centrale de l'hydrosystème (B).	184
<i>Figure 116 – Zones d'interfluves des hydrosystèmes des sources du Lison, de la Baume Archée et de la Loue : coupes horizontales aux altitudes de la source du Lison (360m - A) et de la Baume Archée (417m - B), du toit de l'anticlinal du Bois de Chalem - Crouzet-Migette – Gevresin (530m - C), et projection sur la coupe verticale Est-Ouest des aquifères (D).</i>	<i>186</i>
Figure 117 – Profil géologique (en bas) et profil de conductivité électrique et thermique (en haut) de la campagne de juin 2021 (BRGM) et de juillet 2023 (Scimabio) mettant en évidence des apports diffus sur la zone aval (cf Figure 29).....	187
Figure 118 – Secteur aval de la Loue à Chenecey-Buillon : coupe horizontale à l'altitude de 275 m (zone d'apports diffus A) et projection sur la coupe verticale est-ouest (B) et nord sud (C) .	188
Figure 119 – Typologie générique des échanges Karst-rivière.....	190
<i>Figure 120 – Typologie des échanges Karst-Rivière appliquée aux tronçons de la Loue, intégrant en tireté rouge les zones de pertes-résurgence et inversac sur fond de carte géologique 1/50000 (BRGM) et MNT 50m (IGN) ; les principales sources sont représentées avec un cercle bleu.</i>	<i>191</i>
<i>Figure 121 – Schéma conceptuel des variabilité saisonnière des flux issus des composantes rapides et lentes, illustrant les temps de résidence résultant à l'exutoire des aquifères karstiques.</i>	<i>193</i>
<i>Figure 122 – Lien entre temps de résidence moyen en basses et hautes eaux, et importance des réserves ; la connectivité illustrée par des traits plein de couleur bleu est fonction de la profondeur de la zone d'infiltration et de l'état de saturation du système ; le temps de résidence en basses eaux est fonction de l'épaisseur de la zone noyée.</i>	<i>194</i>
<i>Figure 123 – Schéma didactique des aquifères reconnus sur le bassin de la Loue, et des interactions entre le karst et les cours d'eau principaux.</i>	<i>198</i>
Figure 124 : Localisation des points de jaugeages réalisés dans le cadre du projet NUTRI-Karst (campagnes BRGM) et des stations DREAL.....	214
Figure 125 : Débits mesurés (+), corrigés (x) des campagnes BRGM et variation des débits aux stations DREAL lors des campagnes de hautes eaux (a) et basses eaux (b).....	215
Figure 126 : Correction du débit de la source de la Loue (vasque) en basses eaux, données du Cabinet Reilé (1998).	216
Figure 127 : Calcul des indices HI _i locaux sur un exemple d'évènement de crue (Chenecey-Buillon, 18 septembre 2016) ; (Le Mesnil, 2021)	228

Figure 128 : Schéma conceptuel du modèle EDM (avec Pe [-] : nombre de Péclet, t_{adv} [s] : le temps caractéristique d'advection ; a_{DM} [-] : le coefficient de répartition du flux (by-pass) ; $C(t)$ [$\mu g/l$] : la concentration du traceur au cours du temps et M [kg] : la masse du traceur injectée)	234
Figure 129: Courbes de restitution des traceurs à la source du Loue (vasque) lors du traçage des pertes du Doubs de 2018 (Cabinet Reilé, 2018)	236
Figure 130 : Courbes de restitution du multi-traçage Pertes du Doubs-> sources de la Loue de septembre 2022 aux 3 émergences de Loue vasque, Loue canal, et Moulin Miguet	237
Figure 131 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire de la Loue Vasque ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.	238
Figure 132 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire de la Loue Canal ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.	238
Figure 133 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire du Moulin Miguet ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.	238
Figure 134 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2018 (données Cabinet Reilé) entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire de la Loue vasque ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.....	239
Figure 135 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre le puits perte de Frambourg et l'exutoire de la Loue Vasque ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue – la courbe simulée est issue de la somme des contributions de 2 chemins indépendants (en tirets rouges et bleus)	239
Figure 136 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre le puits perte de Frambourg et l'exutoire de la Loue Canal ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue – la courbe simulée est issue de la somme des contributions de 2 chemins indépendants (en tirets rouges et bleus)	239
Figure 137 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre le puits perte de Frambourg et l'exutoire du Moulin Miguet ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.	240
Figure 138 : Chroniques des concentrations des CFC et SF_6 dans l'air (NOAA/PMEL, John.L.Bullister@noaa.gov)	244
Figure 139 : Modèle de transfert couramment utilisé pour interpréter les résultats CFCs (d'après Maloszewski et Zuber, 1982).....	247
Figure 140 : Illustration conceptuelle du modèle binaire de mélange (d'après Jurgen et al, 2012, USGS report 4-F3)	247
Figure 141 : Système de prélèvement utilisé pour les CFC et SF_6	248
Figure 142 : Schéma du système de prélèvement de l'eau pour analyses de CFC et SF_6 ; Nota : Sur l'illustration précédente : a) récipient en métal, b) tuyau de prélèvement, c) flacon de verre, d) bouchon de verre, e) clip métallique pour bloquer le bouchon, f) récipient métallique, g) couvercle du récipient métallique, h) bloqueur couvercle métallique.....	248

Liste des tableaux

Tableau 1 : Comparaison des conditions hydrologiques des différentes campagnes de jaugeages.	34
Tableau 2 : Sites de prélèvements pour les analyses mensuelles et lors des 3 campagnes spatiales	49
Tableau 3 : Synthèse des données utilisées pour la délimitation des bassins hydrogéologiques.	51
Tableau 4 : Types de boucles EC-Q les plus fréquents selon les saisons	76
Tableau 5 : Caractéristiques des Distributions des Temps de Séjour (DTS) du multi-traçage de 2022 des pertes du Doubs ; avec le pourcentage de restitution (R), le temps moyen de séjour du traceur (tmoy), le maximum de la DTS (hmod), le temps d'arrivée du pic de concentration (tmod)	86
Tableau 6 : Synthèse des résultats de la simulation par le modèle EDM du traçage de 2022 – Pe : nombre de Peclet ; a_{DM} [-] : le coefficient de répartition du flux (by-pass) ; t_{adv} [s] : le temps caractéristique d'advection ; T_{exp} [j] le temps relatif au séjour du traceur dans le réservoir ; Nash [-] le coefficient de Nash optimisé pour caler le modèle	89
Tableau 7. Synthèse des résultats par saisons	96
Tableau 8. Synthèse des résultats par cycles hydrologiques sans les précipitations des périodes estivales	96
Tableau 9. Synthèse des estimations des altitudes de recharge des systèmes karstiques étudiés à partir du gradient pluviométrique ^{18}O (en ‰ vs SMOW) et de la surface de l'impluvium supposé ; en bleu les sites où les écarts sont les plus importants	98
Tableau 10. Température de recharge (T_{GN}) et excès d'air (EA)	106
Tableau 11. Concentrations en gaz dissous mesurées dans les eaux et estimation des paramètres (T recharge, Excès d'air) à l'aide de l'argon et de l'azote dissous. L'altitude moyenne de recharge des systèmes karstiques est également reportée.	108
Tableau 12. Concentrations en pptv estimées des échantillons	108
Tableau 13. Synthèse des résultats des âges apparents des eaux échantillonnées en contexte de crues de reprise -novembre 2020 (texte en noir) et en contexte d'étiage - septembre 2022 (texte en bleu).	109
Tableau 14. Ages apparents de l'eau des zones noyées des systèmes karstiques (périodes de basses eaux) estimés à l'aide des teneurs en tritium mesurées par Tissot et Tresse 1978, Mudry, 1981, Blavoux et al 1982	116
Tableau 15. Contribution relative des eaux de la zone noyée (Source Verger à Nans), des pertes (recharge directe) et de la recharge diffuse à travers le sol (lysimètres) lors des 3 prélèvements à la source du Verneau ; 2 pôles lysimètres sont proposés pour quantifier la recharge diffuse.	145
Tableau 16 : Valeurs mesurées et corrigées des jaugeage des campagnes BRGM de Septembre. 2022 et Janvier 2021 ; les valeurs de débits issus des stations hydrométriques de la DREAL sont également indiquées	218
Tableau 17 : Valeurs des débits fournis par les stations hydrométriques DREAL et la campagne de jaugeages effectués par la DREAL en mars 2022	219
Tableau 18 : Synthèse des débits différentiels par Tronçon de la Loue et du Lison pour les 3 campagnes de septembre 2022 (basses eaux BRGM), janvier 2021 (hautes eaux BRGM) et mars	

2022 (DREAL) ; 3 valeurs sont données : la valeur absolue, le pourcentage par rapport au débit amont du tronçon, et le débit différentiel par linéaire de cours d'eau. 220

Tableau 19 : Surface des sous-bassins versants et du taux de variation entre les surfaces des bassins versants topographiques et les surfaces d'alimentation estimées..... 222

Tableau 20 : Altitudes et géologie des bassins délimités 223

Liste des annexes

Annexe 1	Détail des données issues de l'approche par jaugeages différentiels	211
Annexe 2	Détails de la méthode d'analyse des relations Débit-concentration	225
Annexe 3	Détails des données issues des multi-traçages	231
Annexe 4	Détails des méthodes basées sur les gaz nobles et les gaz anthropiques (CFC/SF6) dissous.....	241
Annexe 5	Carte des zones de recharge des principaux hydrosystèmes.....	249

1. Introduction

1.1 PROBLEMATIQUE ET ENJEUX

La dégradation de la qualité des eaux des rivières comtoises observée depuis plusieurs décennies s'est récemment traduite par des épisodes de mortalités piscicoles affectant les rivières – pourtant réputées halieutiques - de la Loue et du Doubs frontalier en 2010, ainsi que d'autres rivières comme le Dessoubre, l'Ain ou la Bienne (Conseil scientifique du comité de bassin Rhône-Méditerranée, 2012 ; Villeneuve et al., 2012 ; Vindimian, 2015). Cette dégradation se manifeste de manière chronique par des augmentations récurrentes de la minéralisation et de la température de l'eau (Mudry et al., 2015 ; Jeannin et al., 2016) et une eutrophisation (excès en nutriments) marquée pour certains cours d'eau, accompagnée de proliférations algales (Villeneuve et al., 2012). Si la problématique semble globalement toucher l'ensemble du territoire des rivières comtoises, couvrant la moitié nord du massif du Jura, il existe une disparité sur les impacts entre bassins versants ainsi que le long du linéaire d'un même cours d'eau.

Bien que la pression anthropique en termes de population et d'activité agricole intensive y soit relativement modérée comparée à celle d'autres territoires français, le niveau de dégradation des rivières comtoises semble être aggravé par le caractère vulnérable des paysages karstiques du massif du Jura. Par ailleurs, des travaux récents montrent que les forçages climatiques pourraient affecter de manière non négligeable la ressource en eau en Franche-Comté (Caballero et al., 2016). Il est alors important de tenir compte des effets de ces deux composantes anthropique et climatique du changement global car elles interagissent en synergie à l'échelle d'un territoire (US Global Change Research Act, 1990).

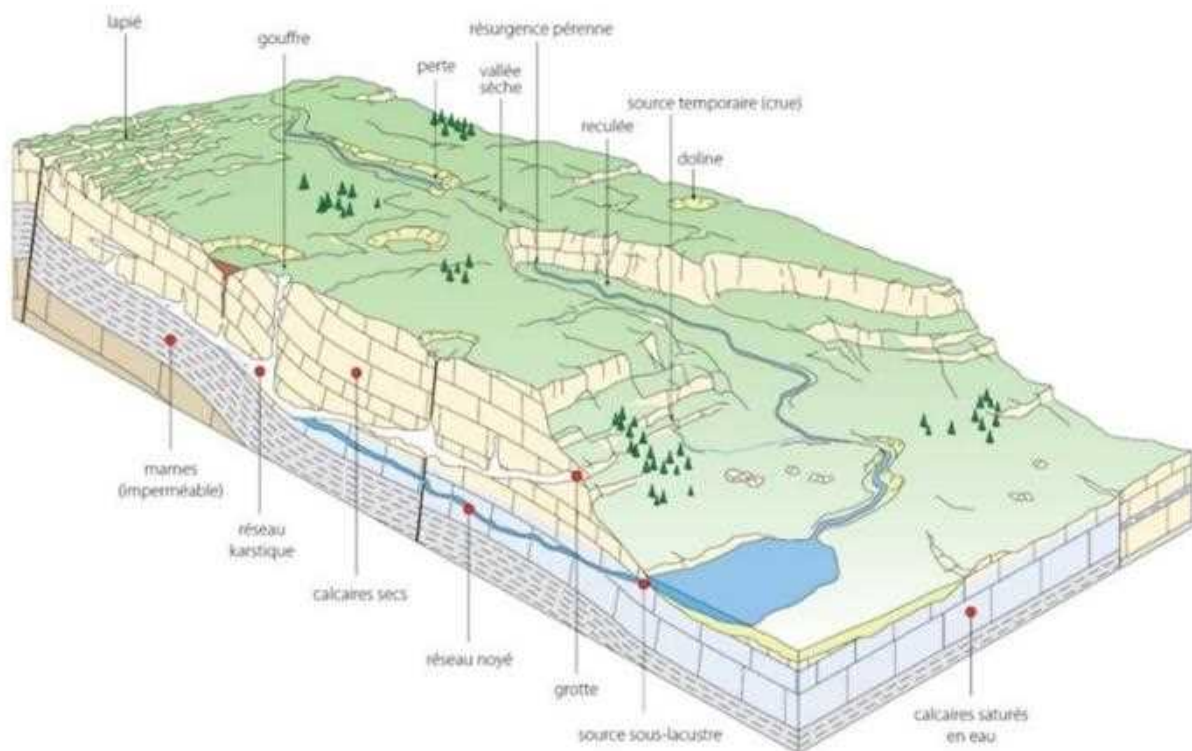


Figure 1 - Schéma hydrogéo-morphologique des bassins karstiques du massif du Jura (Bichet et Campy, 2008)

Ainsi, réduire l'exposition des populations et plus généralement de l'environnement aux pollutions diffuses nécessite de tenir compte des effets du changement global au-delà de l'influence directe des activités anthropiques. Cela passe par une meilleure connaissance notamment des relations entre variables hydro-climatiques, anthropiques, physico-chimiques depuis les dernières décennies. Les références internationales concernant le devenir des polluants dans l'environnement et plus généralement de l'impact du changement global sur la qualité des eaux sont très mal renseignées pour les milieux karstiques, ce qui donne peu de visibilité sur l'impact environnemental des activités humaines dans les bassins des rivières comtoises.

Les rivières comtoises ont la particularité d'être alimentées principalement par les sources karstiques qui drainent les plateaux du massif du Jura (Figure 1). Elles sont caractérisées dans le même temps par des zones de pertes qui participent à la recharge des aquifères sous-jacents. Ces échanges Karst-Rivière rendent complexe la compréhension des processus de transferts à l'échelle du bassin (Dörfliger et al., 2004 ; Charlier et al., 2014). En effet, les aquifères karstiques sont des hydrosystèmes fortement hétérogènes caractérisés à la fois par des modalités de transferts rapides dans les réseaux de drains (de seulement quelques heures entre les zones d'infiltration préférentielles et l'exutoire) et de transferts plus lents au sein du massif fissuré. Par ailleurs, les propriétés hydrodynamiques de ces aquifères karstiques peuvent limiter fortement les processus de rétention, d'auto-épuration ou de dégradation des polluants infiltrés dans le milieu souterrain. Il en découle des relations souvent peu explicites entre pressions anthropiques et conséquences environnementales.

1.1. OBJECTIFS DE LA TACHE 2 DU PROJET NUTRI-KARST

L'ensemble des études scientifiques qui ont été réalisées suite aux épisodes de mortalités piscicoles dans la Loue a mis en évidence une origine multifactorielle des causes des dysfonctionnements des cours d'eau (Villeneuve et al., 2012, Conseil Scientifique du Comité de Bassin Rhône Méditerranée, 2012, Vindimian 2016, Degiorgi et al 2020). L'eutrophisation - un des processus majeurs de leurs dysfonctionnements – se développe malgré des changements entrepris pour limiter les apports en nutriments depuis la fin des années 90 (Rapport NUTRI-Karst Tâche 1 - Charlier et al., 2022 - BRGM/RP-72229-FR). C'est dans ce cadre que s'inscrit le projet de recherche NUTRI-Karst (2019-2025). Son objectif scientifique est de mieux comprendre l'impact des activités anthropiques d'origine agricole ou domestique sur le devenir des nutriments dans les eaux. Le projet s'articule autour de 4 Tâches principales :

- Tâche 1 : Réponses des agro-hydro-systèmes du massif du Jura face au changement climatique et aux activités anthropiques (Charlier et al., 2022 - BRGM/RP-72229-FR) ;
- Tâche 2 : Echanges karst-rivière et fonctionnement hydrogéologique des aquifères du bassin de la Loue ;
- Tâche 3 : Transferts de nutriments d'origine agricole aux différentes échelles du sol, de la source karstique et du bassin de la Loue ;
- Tâche 4 : Porter à connaissance pour construire une vision partagée des causes de la perturbation des rivières comtoises.

Ce rapport présente les résultats de la deuxième Tâche du projet NUTRI-Karst. Elle porte sur la caractérisation des processus hydrogéologiques des principaux aquifères du bassin de la Loue, et des interactions surface-souterrain (échanges karst-rivière) qui contrôlent son fonctionnement hydrologique.

A travers la combinaison de différentes approches hydrodynamiques, physico-chimiques, hydrochimiques et isotopiques, et de modélisation géologique 3D, il est possible de donner un éclairage sur l'origine des eaux, les effets des modalités de recharge (diffuse et localisée), les

transferts rapides et lents typiques des karsts, les temps de résidence au sein des hydrosystèmes, et le rôle régulateur des eaux souterraines dans le fonctionnement des rivières.

A partir des données acquises dans le cadre du projet NUTRI-Karst, et de données issues de travaux antérieurs ré-analysés à la lumière des connaissances actuelles, plusieurs questions peuvent être formulées :

- En quoi le contexte hydrogéologique influence-t-il la réponse hydrologique et hydrochimique des eaux de sources et de surface ? et que nous apprend-il sur l'origine des eaux et les processus de transferts ? quel est le rôle notamment de la recharge localisée dans le fonctionnement des systèmes binaires (alimentés par des pertes) ?
- Quel est le temps de résidence de l'eau et des éléments infiltrés au sein des aquifères karstiques (de quelques jours, de quelques années ?), est-ce que les pics observés lors d'une crue correspondent aux lessivages issus de l'épisode de pluie ? Y a-t-il un stockage au sein de l'aquifère ? quel est le rôle de la zone d'infiltration et de la zone noyée sur les transferts et leur saisonnalité ?
- Quel est le rôle des eaux souterraines sur le fonctionnement hydrologique des rivières karstiques ? y a-t-il un rôle de régulation des écoulements de surface par les eaux souterraines ? Quels sont les déterminants hydrologiques/géomorphologiques (géométrie des principaux aquifères, localisation des émergences/pertes) à la différenciation des zones contributives à l'échelle du bassin ?

L'approche pluridisciplinaire a été appliquée au bassin de la Loue sur sa partie karstique en amont de Chenecey-Buillon, dans le Doubs, pour aboutir à un modèle hydrogéologique 3D et à la délimitation des zones contributives au débit des rivières.

Le rapport est organisé en chapitres qui synthétisent chacun les résultats par types d'approches utilisées : i) hydrodynamiques et physico-chimiques, ii) hydrochimiques, isotopiques et datations des eaux, iii) modélisation géologique 3D. Une synthèse générale est fournie à la fin du document pour en résumer les principaux résultats à travers la présentation de schémas conceptuels des principaux aquifères du bassin et pour proposer des pistes de réflexion quant aux différentes typologies d'interactions surface-souterrain et les impacts que cela engendre sur les modalités de contributions des eaux souterraines aux écoulements de surface, et inversement.

Les retombées opérationnelles d'un modèle conceptuel hydrogéologique 3D sont nombreuses. Les résultats scientifiques contribueront à améliorer la connaissance sur les échanges Karst-Rivière et permettront de mieux préciser les principaux processus à prendre en compte afin de mieux gérer la ressource, et de la préserver des pollutions aux nutriments notamment.

2. Site d'étude : le bassin de la Loue en amont de Chenecey-Buillon

2.1. CONTEXTE GENERAL

2.1.1. Géographie

Le bassin de la Loue à Chenecey-Buillon se situe au cœur du massif du Jura, au sud-est de Besançon et s'étend sur la partie sud-est du département du Doubs aux frontières du département du Jura. La Loue prend naissance à Ouhans au niveau d'une des sources les plus importantes en France en termes de débit moyen, puis entaille le plateau d'Ornans (Figure 2). Plus en aval, la vallée creusée en étoile s'élargit et la Loue est alimentée par ses deux affluents principaux, la Brême en rive droite puis le Lison en rive gauche. Le Lison prend également naissance au niveau d'une source d'envergure nationale à Nans-sous-Saint-Anne. Chenecey-Buillon qui est l'exutoire du bassin de la Loue dans cette étude est la station la plus en aval du cours d'eau dans la zone du massif jurassien. Plus en aval, l'influence des alluvions et des terrains quaternaires en aval du faisceau de Quingey puis le Val d'Amour avant la Bresse masque le fonctionnement spécifiquement karstique de la Loue.

Le cours de la Loue sur notre zone d'étude s'allonge sur 53 km depuis la source à 528 m d'altitude jusqu'à Chenecey-Buillon à 278 m. Son bassin d'alimentation est principalement situé sur les plateaux entre 400 et 900 m. Comme la source de la Loue draine les pertes du Doubs en aval de Pontarlier, son bassin s'étend également vers la Haute-Chaîne jusqu'à la frontière suisse à plus de 1400 m d'altitude aux Mont Risoux et Mont d'Or. La surface totale du bassin Loue-Lison est de plus de 1700 km² en incluant l'impluvium du Doubs en amont de ses pertes.

Le réseau hydrographique est très épuré car composé principalement de la rivière Loue et de deux affluents principaux : la Brême (16 km) et le Lison (25 km). Sur les plateaux, aucun écoulement de surface pérenne n'est observé à part dans le ruisseau du Château Renaud sur le bassin du Lison qui se ré-infiltre au sein du bassin d'alimentation de la source du Lison. La multitude de sources (Figure 2) qui alimentent ce réseau en fond de vallée témoigne de l'importance des circulations souterraines dans le massif karstique.

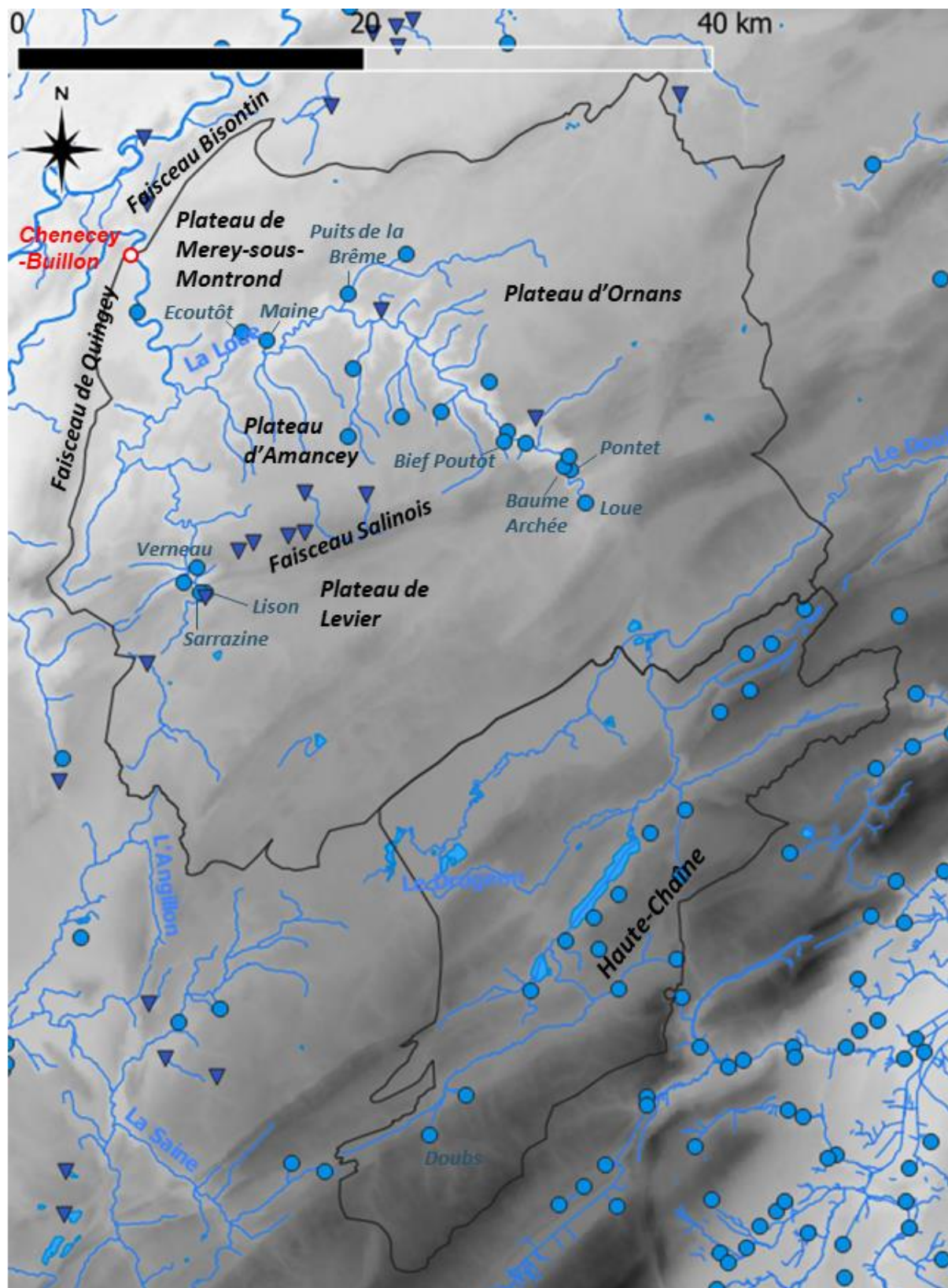


Figure 2 : Bassin de la Loue à Chenecey-Buillon (contour noir) sur fond MNT (BD Alti 50m) ; ●sources, ▼pertes.

2.1.2. Géologie

Le massif du Jura à l'Est de la France est une ceinture de chevauchement liée à l'orogénèse alpine lui donnant une forme de croissant du Sud du Fossé Rhénan jusqu'aux Alpes françaises. Il s'étend sur plus de 300 km avec une orientation Nord-Est - Sud-Ouest et peut atteindre 65 km de large dans sa zone centrale. Le massif du Jura se découpe en 4 grandes zones structurales principales (Bichet & Campy, 2008 - Figure 3) : i) les avant-monts, ii) les zones de plateaux où les formations sont globalement tabulaires et compartimentées par iii) les faisceaux qui sont des zones de déformation étroites et allongées, et iv) la Haute-Chaine ou Jura plissé où le relief est plus marqué en altitude.

Le bassin de la Loue s'étend principalement sur le Jura externe. Deux plateaux sont compris dans le bassin d'alimentation : le plateau d'Ornans (au nord) et le plateau de Levier (au sud), séparés par le faisceau salinois correspondant à une zone plus tectonisée WSW-ENE. Cette emprise est également recoupée par 2 zones tectonisées majeures : le décrochement subvertical N-S de Pontarlier à l'est et le faisceau de Syam à l'ouest (Figure 3).

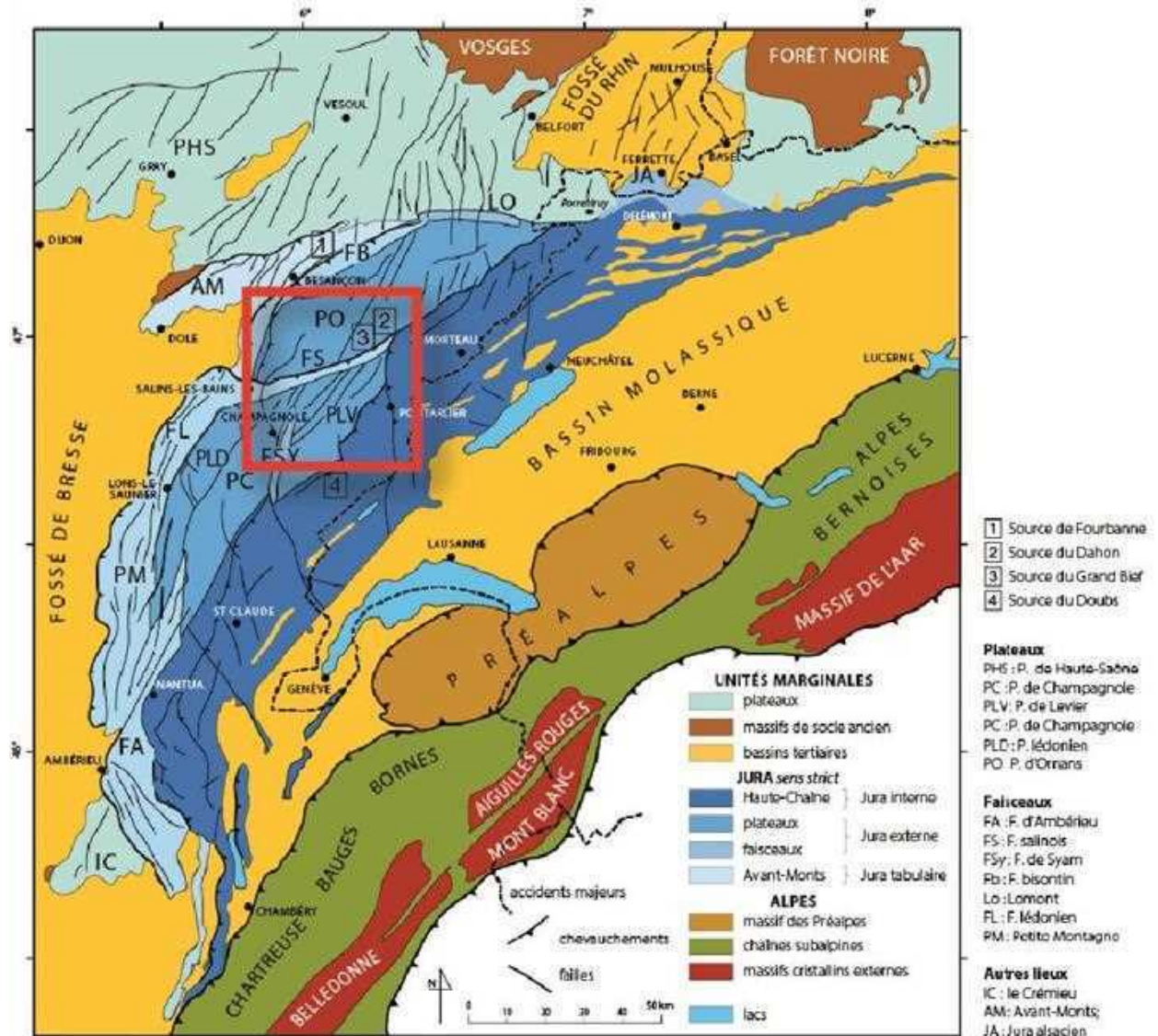


Figure 3 : Localisation du bassin de la Loue dans le contexte alpin et jurassien (d'après Bichet et Campy, 2008).

2.2. CONTEXTE LOCAL DE LA HAUTE VALLEE DE LA LOUE

Au cœur des reculées¹ de la Loue et du Lison qui découpent les Plateaux d'Ornans, d'Amancey et de Levier, les deux émergences principales en tête de bassin sont les deux résurgences de la Loue et du Lison qui totalisent des débits moyens interannuels de respectivement 10 et 5 m³/s chacune, ce qui en fait des sources d'envergure nationale (avec les sources de Fontaine de Vaucluse, de La Rochefoucauld, de Port-Miou, entre autres). Les autres émergences karstiques notables du bassin sont comparativement beaucoup plus petites avec des débits de crue estimés ne dépassant pas quelques m³/s exceptées les deux sources du Maine et de la Baume Archée qui pourraient totaliser plusieurs dizaines de m³/s en débit instantané (Chauve et al., 1980 ; Cabinet Reilé, 1999, 2002, 2005 ; Reilé, 2010). Ces deux dernières sources ne sont cependant pas équipées pour des suivis de débits.

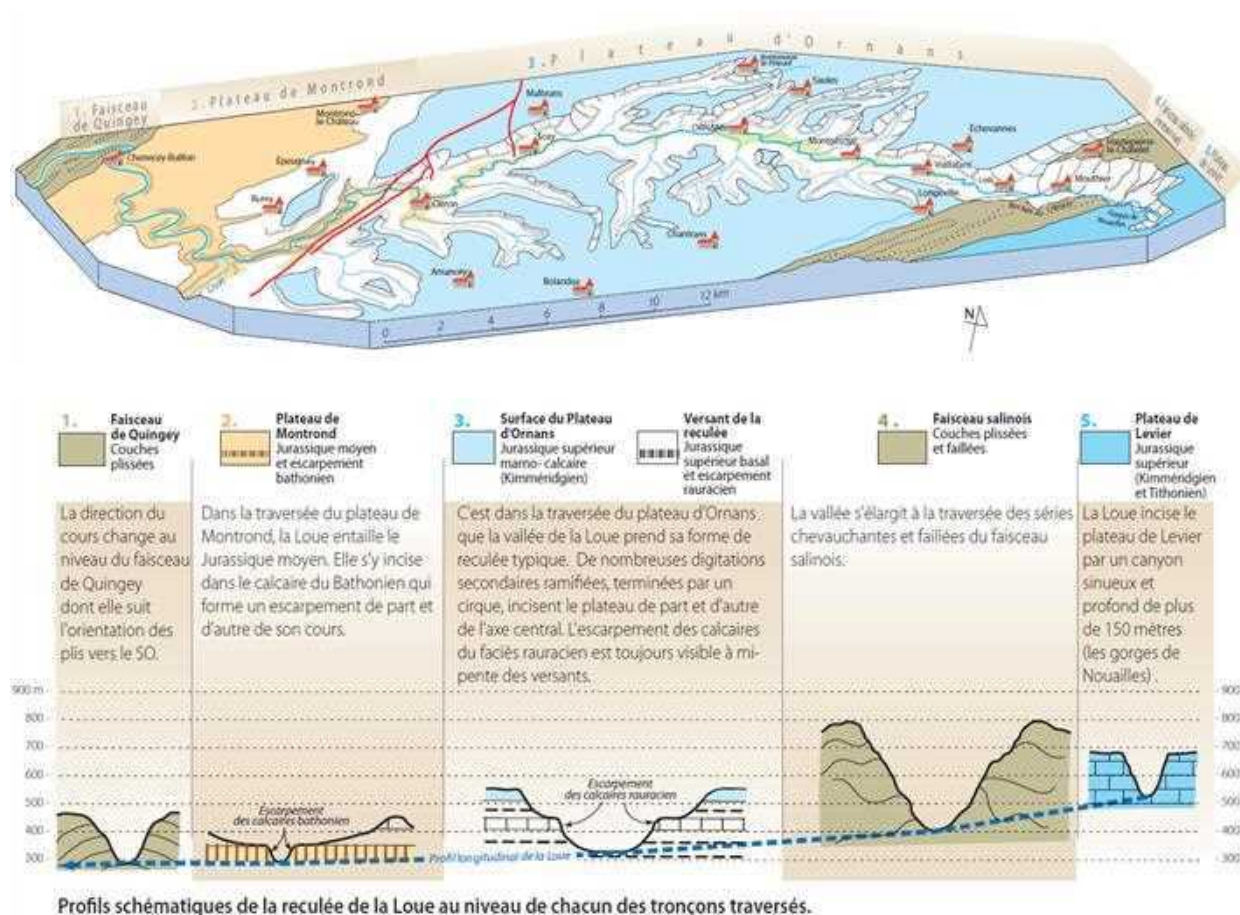


Figure 4 - Reculée de la Loue et profils schématiques au niveau des tronçons traversés par la Loue (Bichet et Campy, 2008)

En lien avec la Figure 4, quatre secteurs géomorphologiques peuvent être identifiés sur le bassin Loue-Lison avec de l'amont vers l'aval : le Plateau de Levier, le faisceau Salinois, le Plateau d'Ornans (et d'Amancey) et le Plateau de Merey-sous-Montrond.

¹ Les reculées constituent l'un des paysages typiques du Jura. C'est une longue vallée qui pénètre à l'intérieur d'un plateau calcaire à couches tabulaires et qui se termine brutalement au fond d'un cirque où jaillit une source (Bichet et Campy, 2008)

2.2.1. Le Plateau de Levier : le bassin des sources de la Loue et du Lison

Le Plateau de Levier (Figure 2) constitue une grande partie de la zone de recharge des deux principales sources du bassin : les sources de la Loue et du Lison. (Figure 5). Ce plateau très vaste d'une altitude comprise entre 650 et 850 m NGF est marqué par une géologie tabulaire. Ce paysage monotone cache un réseau karstique très développé qui absorbe toutes les eaux de ruissellement des cours d'eau secondaires (Ruisseau de Château Renaud sur l'impluvium du Lison). En bordure est, le Plateau est bordé par la vallée du Doubs dont une partie des débits se ré-infiltre au profit des sources de la Loue.



Figure 5 - Source de la Loue (à gauche) et du Lison (à droite) - clichés Brgm.

2.2.2. La traversée du faisceau salinois

Le cours de la Loue traverse le faisceau salinois (Figure 2) dans le prolongement des gorges de Nouailles (Figure 6). La structure géologique joue un rôle prépondérant dans l'organisation des systèmes karstiques : cette zone de faisceau concentre en effet de nombreuses sources dont les bassins dessinent de minces bandes ouest-sud-ouest / est-nord-est, parallèles au faisceau Salinois (Mettetal, 1986).

Les sources les plus importantes sont en rive gauche : la Baume Archée (environ 150 km²), Le Bief Poutot, La Baume de Lods. En rive droite : les sources du Moulin-Miguet et du Pontet, le Gouron, le Grand Bief à Lods.

C'est au niveau du faisceau salinois à Nans-sous-Ste-Anne qu'émerge la source du Lison dont l'impluvium s'étend largement sur le Plateau de Levier. D'autres systèmes karstiques de plus petite taille allongés dans l'axe du faisceau alimentent le Lison : les sources du Verneau (Figure 6) et du Gyps.



Figure 6 - Gorges de Nouailles (à gauche), source du Pontet (au centre), et cascade du Verneau (à droite) - clichés Brgm.

2.2.3. La traversée du Plateau d'Ornans

En aval de Vuillafans, la Loue s'élargit et entaille le plateau d'Ornans (Figure 7) en un chevelu de ruisseaux qui dessinent une reculée en étoile (Figure 4). On y distingue nettement sur les versants l'escarpement des falaises rauraciennes à mi pente. La Loue en aval d'Ornans et le Lison en aval de Nans entaillent les marnes oxfordiennes qui cassent le relief abrupt des formations calcaires, et mettent à l'affleurement les deux unités aquifères du Malm et du Dogger. On ne trouve plus de sources karstiques aussi spectaculaires que sur la haute vallée de la Loue jusqu'à la source du Maine. L'affleurement des marnes oxfordiennes sur les vallons latéraux à la Loue permet au réseau hydrographique de se développer (e.g. la Brême sur sa partie amont, ruisseaux de Norvaux et de Bonneille, etc.). Celui-ci est alimenté par les petits systèmes karstiques du Malm qui drainent le Plateau d'Amancey-Ornans.



Figure 7 - Vallée de la Loue (à gauche) et Puits de la Brême (à droite) - clichés Brgm.

En bordure du Plateau de Merey-sous-Montrond à proximité de Cléron (Figure 2), le système Brême-Maine-Ecoutôt dans le Dogger est un système complexe avec une karstification très développée comme en témoignent les circulations observées à la cheminée d'équilibre du Puits de Brême. Celle-ci, d'une hauteur de 35 m (Figure 7) fonctionne en inversac et collecte des traçages injectés à plus de 25 km à vol d'oiseau depuis Vercel (Mettetal, 1986 ; Reilé, 2007). La

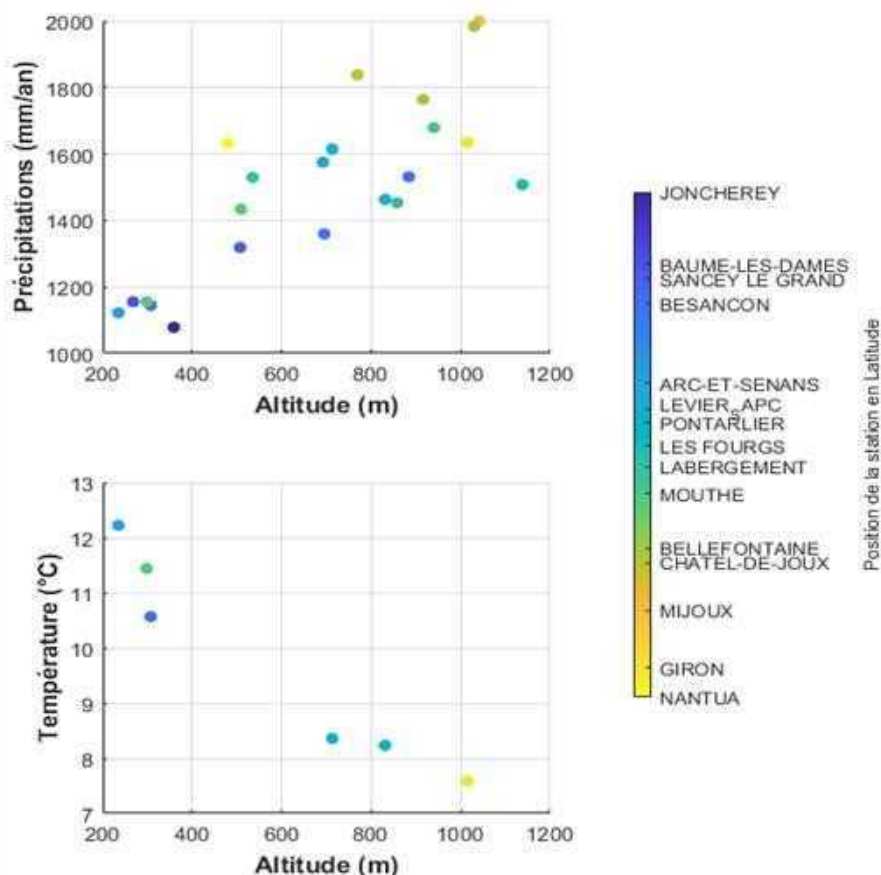
source du Maine apparaît comme un des exutoires d'un vaste système karstique complexe sous le plateau d'Ornans en rive droite de la Loue.

2.2.4. La traversée du Plateau de Merey-sous-Montrond

Ce plateau est traversé par la Loue à l'aval de sa confluence avec la source du Maine et le cours d'eau du Lison jusqu'à Chenecey-Buillon. Dans ce secteur, la Loue et le Lison entaillent le Dogger et drainent des systèmes de petite envergure. L'exutoire du bassin à Chenecey-Buillon marque la limite du plateau – au niveau du grand méandre - avec le faisceau de Quingey qui va canaliser la Loue dans une direction sud-ouest.

2.3. HYDRO-CLIMATOLOGIE

Le climat jurassien est semi-continentale avec une influence montagnarde en direction de la Haute-chaîne, marquant un net gradient de température et de pluviométrie avec l'altitude. La température moyenne annuelle varie de 12 à 7.5°C en altitude (Figure 8). On observe également une augmentation des pluies avec l'altitude, mais avec une influence également nord-sud. En effet, à altitude équivalente, les pluies sont plus importantes au centre du massif (département du Jura) qu'au sud (Ain) et au nord (Doubs) (Charlier et al., 2022 – rapport BRGM/RP-72229-FR). Ainsi pour le bassin de la Loue, les précipitations varient de 1100 à 1600 mm/an (Figure 8).



Sur le Doubs, une analyse distinguant les précipitations pluvieuses et neigeuses a permis de montrer que le gradient des précipitations totales est alors principalement contrôlé par les précipitations neigeuses qui augmentent de 150 à 450 mm/an vers la Haute-Chaîne (Charlier et al., 2014 – BRGM/RP-63844-FR). Cette étude montre que les maxima journaliers suivent

également le gradient d'altitude avec des cumuls record atteignant 130 mm/jour sur la Haute-Chaîne.

2.4. HYDROGEOLOGIE ET HYDROLOGIE

2.4.1. Contexte hydrogéologique

Les principales formations aquifères et aquicludes sont formalisées sur le log géologique type du massif du Jura (Chauve, 2006) reproduit sur la Figure 9. La localisation des sources les plus importantes du bassin du Doubs (Charlier et al., 2014) indique que les principaux aquifères sont localisés dans les deux grandes séries carbonatées du Malm et du Dogger, séparées par les marnes oxfordiennes :

- le Lias marneux de 200 m d'épaisseur joue le rôle de plancher de la zone d'étude. Il n'affleure que sur le faisceau salinois au niveau de Nans-sous-Saint-Anne dans la vallée du Lison et dans la Haute vallée de la Loue ;
- l'aquifère du Dogger (Jurassique moyen) se développe du toit de l'Aalénien jusqu'au Callovien avec notamment les formations oolithiques du Bajocien et les calcaires compacts du Bathonien dans une puissante série calcaire de plus de 250 m entrecoupée de quelques lits marneux. Ces formations sont à l'affleurement sur l'aval du bassin de la Loue et sur le bassin de la rivière du Lison. Elles abritent un réseau de drainage complexe et potentiellement très développé comme en témoignent les cavités connues sur le système du Lison ou le Plateau de Merey-sous-Montrond, et les connections reconnues par traçage sur les systèmes du Lison ou Brême-Maine-Ecoutôt qui drainent le plateau d'Ornans depuis Vercel ;
- l'épaisseur des séries marneuses de l'Oxfordien (faciès Argovien) est de plusieurs dizaines de mètres. Plusieurs études montrent une connexion possible entre les deux aquifères du Malm et du Dogger par le décalage de cet aquiclude à la faveur d'accidents tectoniques (ex. de l'aquifère de la source d'Arcier : Mettetal, 1985) ;
- l'aquifère du Malm (Jurassique supérieur) se développe sur potentiellement 400 m d'épaisseur depuis l'Oxfordien supérieur (faciès Rauracien) jusqu'au Tithonien. Les faciès calcaires variés (oolithiques, micritiques, compacts, et dolomitiques) sont recoupés par des bancs marneux au Kimméridgen. Affleurant sur toute la zone des plateaux d'Ornans, d'Amancey et de Levier, c'est la zone d'infiltration principale du bassin sur sa partie médiane et amont. Cette unité est l'aquifère principal des hydrosystèmes des sources de la Loue, des sources du Pontet, du Grand Bief à Lods, ainsi que de plus petits systèmes drainés au niveau des reculées de la vallée d'Ornans (Plaisir Fontaine par ex.). Les marnes séquanienues peuvent compartimenter localement cette unité.

Les systèmes karstiques développés dans les deux séries aquifères du Malm et du Dogger donnent lieu à des systèmes superposés sur les plateaux. Ceux-ci sont drainés successivement par la haute vallée de la Loue en amont d'Ornans, puis par la vallée basse (Loue en aval d'Ornans et Lison) où les cours d'eau ont incisé le Jurassique moyen. L'analyse structurale du secteur montre que les circulations souterraines sont en lien avec la déformation des structures plissées (faisceaux et haute-chaîne), et notamment avec les zones d'abaissement d'axe des plis synclinaux (Chauve et al., 1986). Ceci se vérifie pour les systèmes du Verneau et des sources de la Haute vallée de la Loue (Baume Archée, Grand Bief). Le drainage se fait vers les zones structurellement les plus basses et qui sont entaillées transversalement par les gorges. Au niveau

des plateaux, les émergences se situent sur les points bas des structures faillées avec des directions d'écoulement dans le sens des abaissements des compartiments (source du Lison).

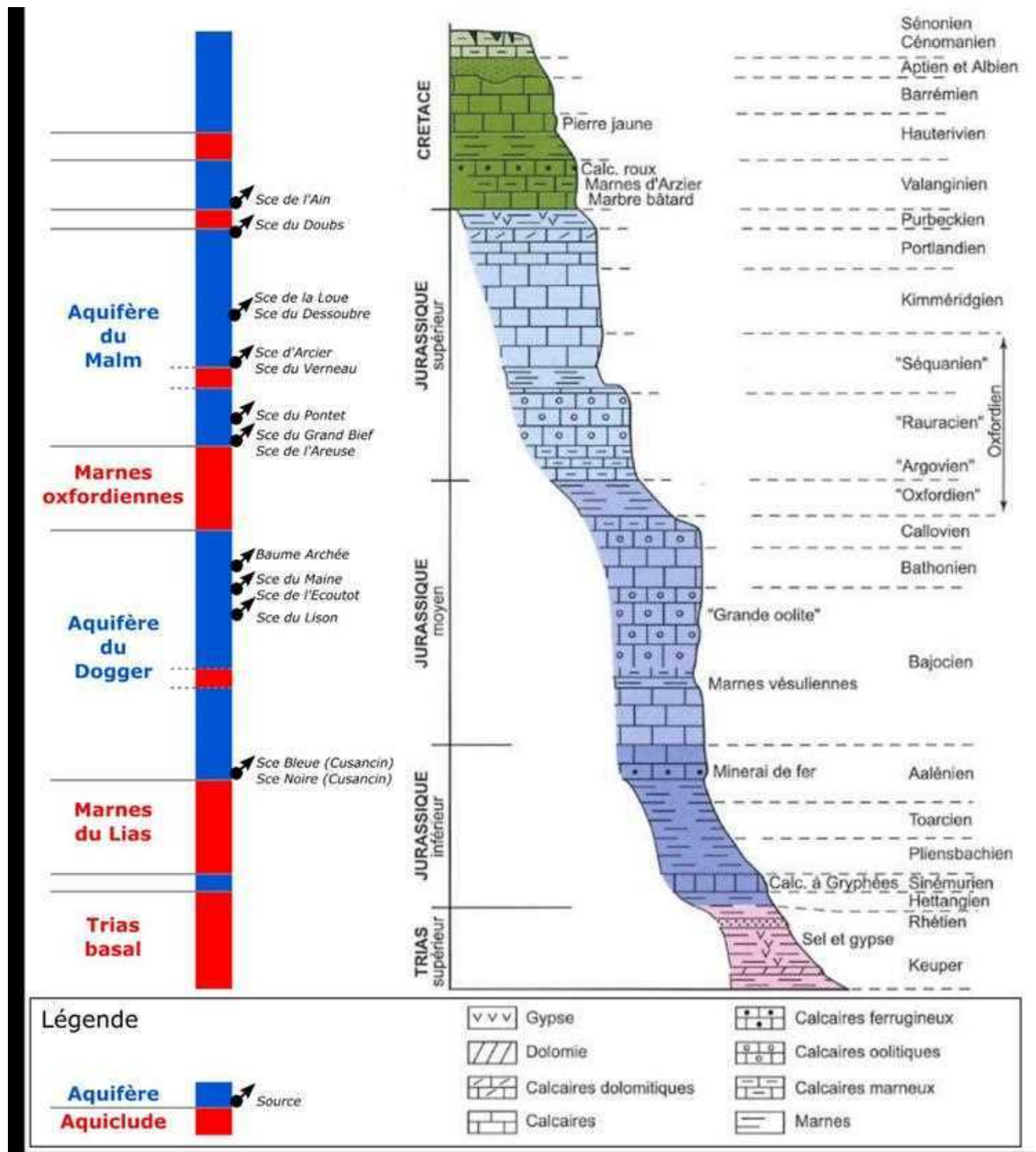


Figure 9 - Série stratigraphique caractéristique du Massif du Jura (Chauve, 2006) et localisation des principaux aquifères et aquicludes du bassin Loue-Lison (Charlier et al., 2014)

2.4.2. Processus hydro(géo)logiques

Les nouveaux schémas de fonctionnement des sources karstiques de la Loue et du Lison (Charlier et al., 2014) montrent le rôle important de la recharge localisée (*via* des pertes) sur les écoulements souterrains lors des crues. L'alimentation du karst de la Loue par les pertes du Doubs semble être la principale composante du débit d'étiage et une composante non négligeable du débit des crues. Les débits de crue totaux du karst du Lison (en y additionnant le trop-plein de la Sarrazine) atteignent comme le karst de la Loue des pointes de plusieurs dizaines de m³/s.

La caractérisation des contributions des différents sous-bassins aux crues de la Loue a permis de préciser le rôle du karst (Charlier et al., 2014). Les deux sources de la Loue et du Lison peuvent contribuer entre 1/4 à 1/3 du pic de crue de la Loue à Chenecey-Buillon selon l'état de saturation des karsts (et des sols qui jouent un rôle non négligeable sur l'aval du bassin). Les débits à Chenecey-Buillon sont fortement contrôlés par les deux stations de Vuillafans et Myon pour lesquelles le karst contribue à la quasi-totalité des écoulements (Charlier et al., 2014 ; Le Mesnil et al., 2020). L'augmentation de la saturation du bassin va donc augmenter la contribution des écoulements superficiels, sans pour autant qu'ils deviennent majoritaires a priori même dans le cas des plus fortes crues. La fonte du manteau neigeux est un processus clé pour comprendre certaines crues hivernales et printanières (Charlier et al., 2014). En effet, les karsts restituent très rapidement la recharge nivale, amplifiant leur rôle dans le cas où le stock de neige est localisé sur les plateaux.

2.5. SYNTHESE

A l'échelle du bassin Loue-Lison, nous pouvons conceptualiser les systèmes hydro(géo)logiques avec les caractéristiques suivantes (Figure 1) :

- un degré de karstification élevé comme en témoigne les morphologies karstiques : sources au débit considérable, réseaux de grande envergure (traçages de plusieurs dizaines de km à vol d'oiseau), nombreuses morphologies exokarstiques (dolines, avens, etc.) ;
- un réseau hydrographique principal au cœur des gorges qui draine l'ensemble des formations aquifères du Jurassique moyen et supérieur et qui s'avère être l'exutoire principal de l'ensemble des systèmes hydrogéologiques karstiques ;
- une zone de plateaux avec peu ou pas de réseau hydrographique pérenne sur le Jurassique supérieur et moyen. Les quelques cours d'eau existants s'infiltrent totalement via les zones de pertes ;
- une zone d'infiltration très épaisse, de plusieurs dizaines de mètres, à l'image de la profondeur des reculées qui peut atteindre 150 m ;
- des échanges surface-souterrain importants et complexes comme en témoignent les zones de pertes (pertes du Doubs), les nombreux apports localisés le long du cours d'eau, et l'inversac² du Puits de la Brême.

² Le Puits de la Brême fonctionne en perte en période de basses eaux et en source en période de hautes eaux, le phénomène d'inversac qualifie l'inversion du sens d'écoulement

3. Methodologie et données

3.1. APPROCHES HYDRODYNAMIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES

3.1.1. Jaugeages différentiels

a) Données de débits

L'ensemble des points de mesures est présenté en Figure 10, ainsi qu'en Annexe 1.1 (Figure 124).

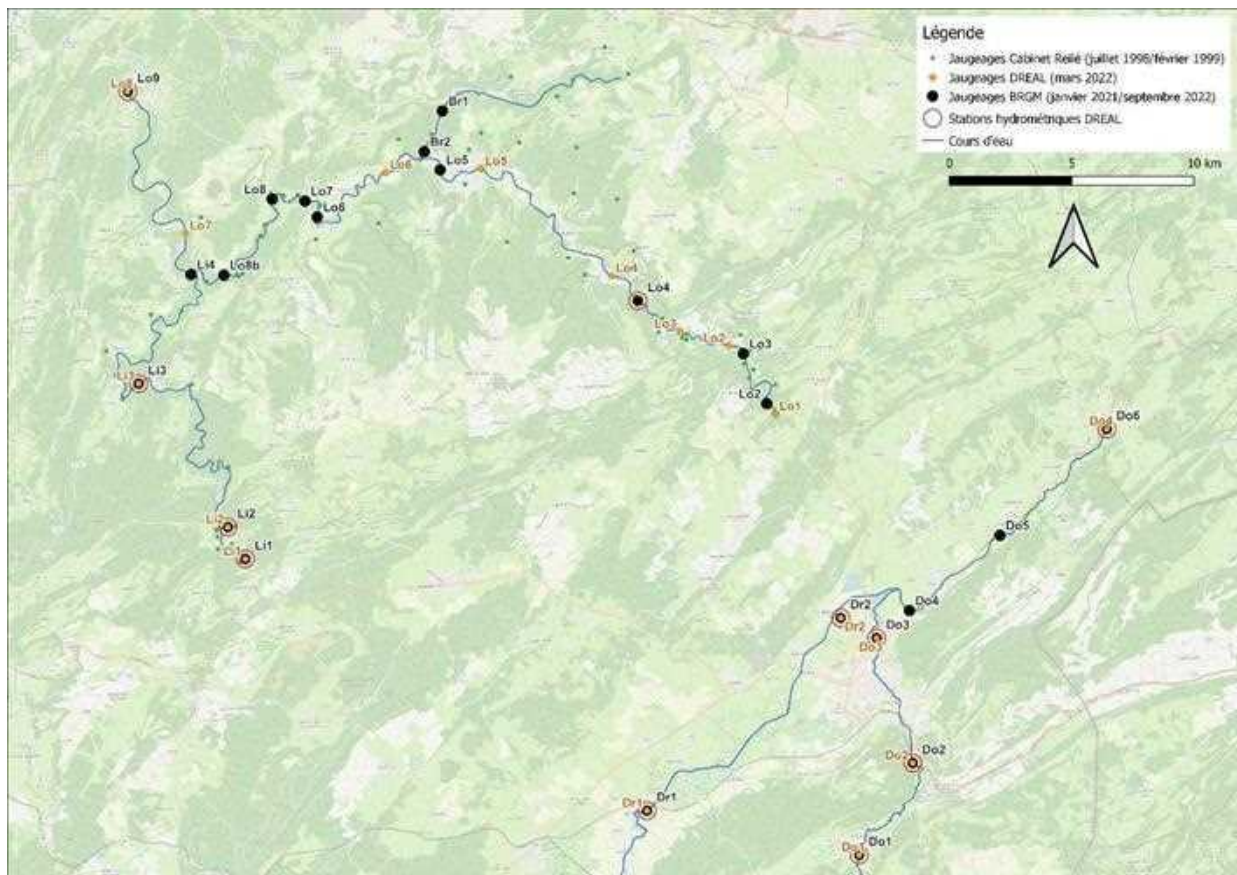


Figure 10 : Points de mesures des différentes campagnes de débit

Les données utilisées proviennent de mesures réalisées au cours du projet, à travers des campagnes de jaugeage sur les cours d'eau principaux (Dugeon, Doubs, Loue, Brême et Lison) en septembre 2022 et janvier 2021 (données dites BRGM), ainsi qu'à travers une campagne réalisée en mars 2022 par la DREAL (Tableau 1 & Figure 10).

Des données historiques effectuées par le Cabinet Reilé sont également utilisées ; elles proviennent de deux campagnes de jaugeages des sources et des affluents latéraux de la Loue, de la Brême et du Lison (Cabinet Reilé, 1999).

L'ensemble des données de débits issus des jaugeages des campagnes BRGM ont une incertitude de mesure estimée inférieure à 5% par le bureau d'étude Gestion Hydro, en charge

de l'acquisition des données. Le Tableau 1 synthétise les conditions hydrologiques des différentes campagnes.

Tableau 1 : Comparaison des conditions hydrologiques des différentes campagnes de jaugeages.

Type	Campagne	Date	Débit m ³ /s de la Loue Chenecey-Buillon
Basses eaux	Cabinet Reilé	juillet 1998	4.7
Basses eaux	BRGM (cette étude)	septembre 2022	6.4
Basses/moyennes eaux	DREAL	mars 2022	13
Hautes eaux	BRGM (cette étude)	janvier 2021	65.4
Crue	Cabinet Reilé	février 1999	455

- **Campagnes BRGM (janvier 2021 & septembre 2022)**

Deux campagnes de jaugeages commandées par le BRGM ont été réalisées par le bureau d'étude Gestion Hydro en période de hautes eaux (Hydro Gestion, 2021) et basses eaux (Hydro Gestion, 2022), respectivement du 26 au 28 janvier 2021 et du 5 au 6 septembre 2022

Figure 124).

Douze points de mesure sont répartis sur les cours d'eau de la Brême, du Doubs, de la Loue et du Lison lors de la campagne de basses eaux. La campagne de hautes eaux comporte un point de mesure en moins (Lo8b) en raison des conditions trop dangereuses pour effectuer la mesure. Les données ont fait l'objet d'une correction pour réduire l'impact de l'augmentation des débits suite à un épisode pluvieux lors des campagnes (cf Annexe 1.2, Figure 125).

Ces deux campagnes sont complétées par les données de douze stations hydrométriques de la DREAL. Les valeurs de débit mesurées et corrigées sont récapitulées en Annexe 1.3, Tableau 16.

- **Campagne DREAL (mars 2022)**

Une campagne de 7 jaugeages le long de la Loue a été réalisée par la DREAL le 23 mars 2022 (DREAL Bourgogne-Franche-Comté, 2022). Les données de débit moyen journalier du 23 mars 2023 des 10 stations hydrométriques de la DREAL le long du Doubs, du Drugeon, de la Loue et du Lison ont été également analysées pour compléter la série de mesures. Les valeurs de débits sont disponibles en Annexe 1.3, Tableau 17.

- **Campagnes Cabinet Reilé (juillet 1998 & février 1999)**

L'étude du Cabinet Reilé sur les affluents de la Loue (Cabinet Reilé, 1999), détaille de manière exhaustive les affluents et sous-affluents de la Loue et du Lison (y compris ceux ayant des assecs) et qualifie parmi eux 16 affluents et 10 sous-affluents (parmi la soixantaine dénombrée) d'affluents « à circulation superficielle ». Ils diffèrent des autres (sources, grottes, résurgences, ruisseau) en disposant « d'un cours aérien suffisant ». Malgré leur classement en eau de surface, ces cours d'eau peuvent être alimentés en grande partie voire en totalité par des eaux d'origine souterraine.

Deux campagnes de jaugeages des sources et affluents latéraux de la Loue, du Lison et de la Brême ont été réalisées par le cabinet Reilé (1999) en basses-eaux (juillet 1998) et hautes eaux (février 1999). Les données de débits des stations hydrométriques du Lison à Myon et de la Loue

à Vuillafans et à Chenecey-Buillon permettent de contextualiser les mesures des affluents et sources latéraux et d'identifier des pertes ou des apports non pris en compte par ces jaugeages.

En l'absence d'informations précises sur les dates des campagnes de mesures du cabinet Reilé intitulées « crue de février 1999 » et « étiage de juillet 1998 » dans le rapport Cabinet Reilé (1999), les données de débits sélectionnées aux stations DREAL correspondent au débit moyen sur les 3 jours avec les débits les plus importants en hautes eaux (20, 21 et 22 février 1999, ceci étant corroboré par les valeurs de certaines sources suivies par la DREAL) et au débit moyen sur les 12 jours avec les débits les plus faibles en basses eaux (14 au 26 juillet 1998). L'approximation sur ces dates engendre donc une incertitude plus importante sur l'interprétation des données.

Une correction a été apportée sur Loue vasque en raison du débit dérivé par EDF (Annexe 1.2, Figure 126).

b) Calculs des débits différentiels

L'analyse des débits différentiels sur un tronçon compris entre 2 sites de mesure amont-aval permet d'identifier les apports ou pertes significatifs ou l'absence d'échanges latéraux. Les débits différentiels rapportés à la distance de linéaire des tronçons permettent eux de comparer et de hiérarchiser l'intensité de ces échanges latéraux que cela soit en perte ou en apport. Les débits différentiels tiennent compte de l'incertitude de mesure de 5%. Si la différence de débit entre deux points de mesure est inférieure à la différence maximale entre les incertitudes, alors le débit différentiel est considéré comme non significatif.

De manière générale, la présentation et l'analyse des résultats porte principalement sur les campagnes de mesures réalisées par le BRGM, qui ont une plus grande densité de points de mesure sur le même cours d'eau (La Loue) et qui permettent une comparaison entre hautes et basses eaux.

3.1.2. Minéralisation de l'eau

a) Principe

La minéralisation de l'eau renseigne sur son histoire liée aux interactions avec la roche, aux échanges biogéochimiques dans les milieux aquatiques, aux éventuelles sources de pollution, etc... En domaine karstique, la conductivité électrique (CE) de l'eau est un paramètre global qui reflète bien la minéralisation des eaux (Bakalowicz, 1979). Les données de CE présentées dans ce rapport sont corrigées pour être exprimées en conductivité électrique à 25°C.

Dans les eaux karstiques dont la chimie est principalement dominée par les ions calcium (et magnésium) et bicarbonates, il existe une relation connue entre la conductivité électrique (CE) et la teneur en $[HCO_3]$ et en ions $[Ca]$ ou $[Mg]$ (Lambán et al., 2015, Liu et al., 2007). Dans un environnement peu anthropisé, comme celui du Jura, la présence de nutriments et notamment d'azote n'influence pas ou peu la CE (Charlier et al., 2022 – rapport BRGM/RP-72229-FR).

Deux types de données ont été acquises et/ou valorisées dans le cadre de ce projet :

- Des données spatiales à travers les profils en long sur la Loue ;
- Des données temporelles en valorisant les données du réseau QUARSTIC (Charlier et al., 2018, BRGM/RP-68315-FR) sur les 5 stations du bassin de la Loue : Arçon, Ouhans, Nans, Vuillafans et Chenecey-Buillon.

b) Profils en long de conductivité électrique

Les données utilisées proviennent de deux campagnes réalisées au cours du projet, en juin 2021, ainsi qu'en octobre 2022. L'acquisition des données a été réalisée à l'aide d'une sonde CTD, doublée d'une sonde manuelle, et d'un GPS, depuis une embarcation. Cette acquisition a été réalisée à un pas de temps de 2 minutes sur le tronçon navigable de la Loue, c'est-à-dire depuis la base canoë de Lods jusqu'à Chenecey-Buillon. Depuis l'embarcation, il a été possible de compléter les mesures directes à la source du Maine, la source de l'Écoutôt et le Lison à la confluence.

Le traitement des données consiste à croiser les données de localisation GPS et de la sonde CTD sur la base des temps synchrones d'acquisition. Une validation des données a été réalisée en déclassant les données lors des passages de seuils.

Ces données de 2 campagnes sont complétées par l'analyse des données issues des campagnes hydrochimiques mensuelles en 8 points de la Loue et sur une vingtaine de sources (cf Section 3.2 pour le détail des sites échantillonnés).

c) Relations Débit-Concentration en période de crue

Afin de proposer un modèle conceptuel de la variabilité spatio-temporelle de l'origine de l'eau en crue, une méthodologie en deux parties est appliquée. Les deux approches correspondent à deux échelles spatiales : i) l'échelle des bassins versants topographiques emboîtés, et ii) l'échelle des tronçons de rivière entre deux stations de jaugeage. Les deux approches sont basées sur les données horaires de concentration et de débit, collectées durant les événements de crue. La Figure 11 présente la méthodologie globale, depuis le réseau d'instrumentation de terrain jusqu'au traitement des données.

A l'échelle des bassins emboîtés, les boucles débit-concentration (CQ) sont analysées pour chaque événement de crue selon la méthodologie décrite en Annexe 2.1, sur la base d'une typologie en 9 types proposée par Le Mesnil et al. (2022) et adaptée pour les boucles EC-Q (Figure 12). L'analyse est menée à chaque station de jaugeage, et permet de caractériser les processus de crue du bassin topographique à l'amont de la station considérée. Les boucles permettent de déterminer les contributions successives au débit des sources ou cours d'eau de l'eau pré-événementielle (PEW) et l'eau événementielle (EW). PEW est issu de la zone noyée lorsque le temps de résidence est long (quelques années) ou des écoulements lents au sein de la zone d'infiltration lorsque le temps de résidence est court (quelques semaines/mois), et EW est issu des écoulements rapides au sein de la zone d'infiltration (quelques heures/jours). La valeur de CE du pôle PEW est définie comme la mesure pour l'eau ayant le temps de résidence le plus long, correspondant à la valeur d'EC la plus élevée (à $550 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) enregistrée pendant la période d'acquisition aux stations de surveillance des sources (Ouhans et Nans). La valeur d'EC du pôle EW pour le ruissellement de surface est définie à $250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, sur la base des valeurs enregistrées sur les ruisseaux de la Vieille Folle et de Jérusalem (bassin du Verneau ; Mexler, 2021) qui circulent sur des zones marneuses, dominées par les écoulements de surface.

L'approche à l'échelle du tronçon de rivière décrite en Annexe 2.2 nécessite les données pour les stations amont et aval du tronçon. Le débit (Q_L) et la concentration (C_L) des flux latéraux sont simulés grâce à une approche de modélisation inverse basée sur l'équation d'onde diffusante, en faisant l'hypothèse que les échanges latéraux sont uniformément répartis le long des tronçons de rivière. La simulation permet ensuite de comparer les valeurs de C_L simulées avec les pôles correspondant à EW et PEW.

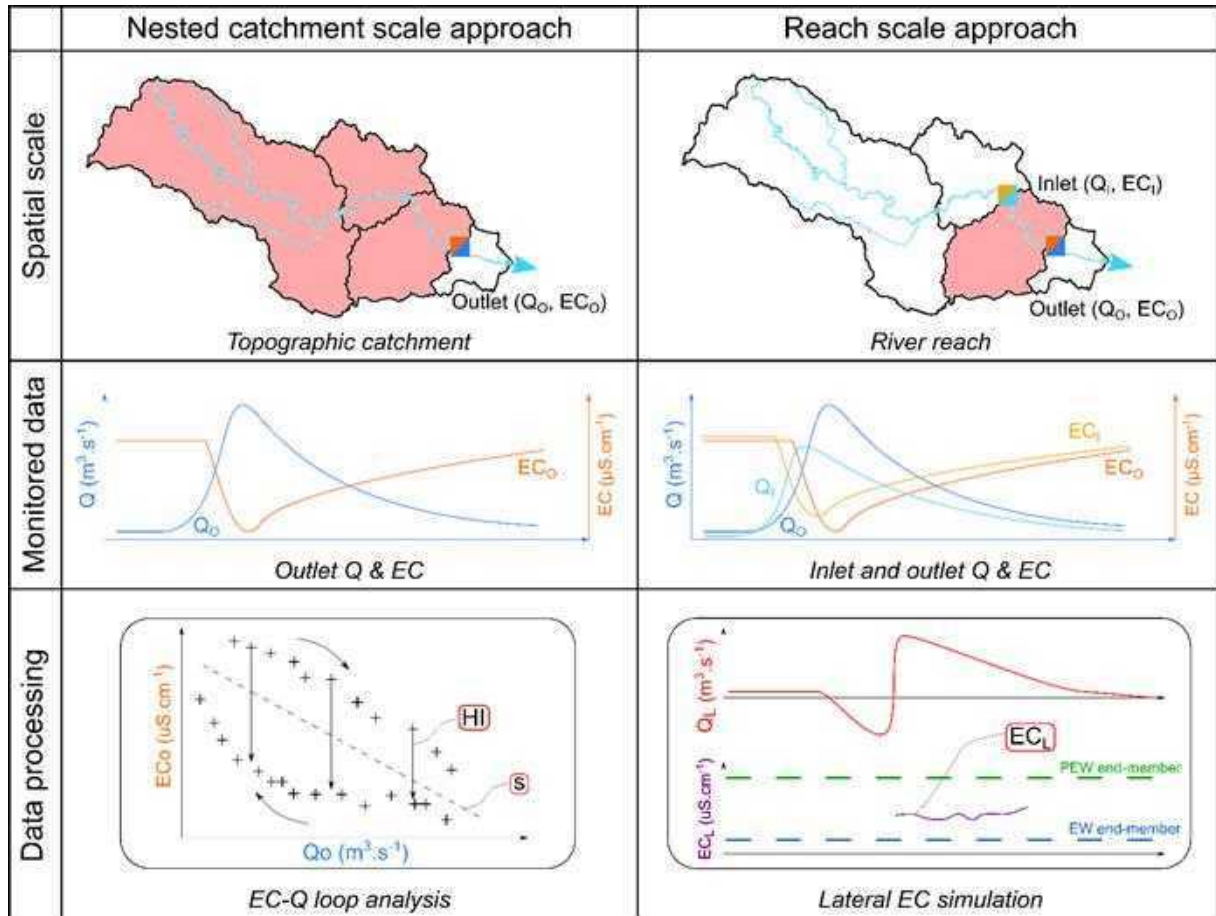


Figure 11 : Approches à l'échelle des bassins emboîtés et des tronçons de rivière. Echelles spatiales : bassins topographiques / tronçons de rivière. Données suivies : débit (Q : Q_i à la station amont en bleu clair et Q_o à la station aval en bleu foncé) et conductivité électrique (EC : EC_i et EC_o). Traitement des données : boucle hystérésis EC - Q à la station aval, caractérisée par sa pente (S) et son indice hystérésis (HI) / modélisation inverse de la concentration Q_L et conductivité électrique EC_L des flux latéraux. PEW : eau pré-événementielle, EW : eau événementielle. (source : Le Mesnil, 2022)

Une typologie des événements de crue basée sur les saisons est proposée, ce qui permet d'interpréter la variabilité saisonnière de la réponse hydrologique. Les quatre saisons sont définies comme suit : septembre-octobre, novembre-mars, avril-mai et juin-août. Ces saisons sont définies d'après les dynamiques hydrologiques typiques du site d'étude :

- niveaux piézométriques bas et premiers événements de crue en septembre-octobre
- événements de crue avec fortes précipitations en novembre-mars
- événements de crue de plus faible intensité en avril-mai
- événements de crue estivaux occasionnels en juin-août.

Un modèle conceptuel qui associe les processus de crue aux différentes saisons est proposé, ainsi qu'une représentation schématisée de la variabilité spatiale de l'origine de l'eau le long des tronçons de rivière.

Les données temporelles utilisées sont les données horaires de débit (données DREAL), de précipitations (données Antilope – Météo France), les mesures infra-horaires de EC enregistrées à l'aide de sondes OTT MS5 dans le cadre du réseau QUARSTIC (Charlier et al., 2018), de janvier 2016 à janvier 2020. Cinquante-huit événements de crue ont été extraits, ils ont une lame

d'eau précipitée médiane de 58 mm (min : 10 mm et max : 136 mm) et une valeur médiane de débit de pointe de 78 m³.s⁻¹ (min : 2 m³.s⁻¹ et max : 529 m³.s⁻¹).

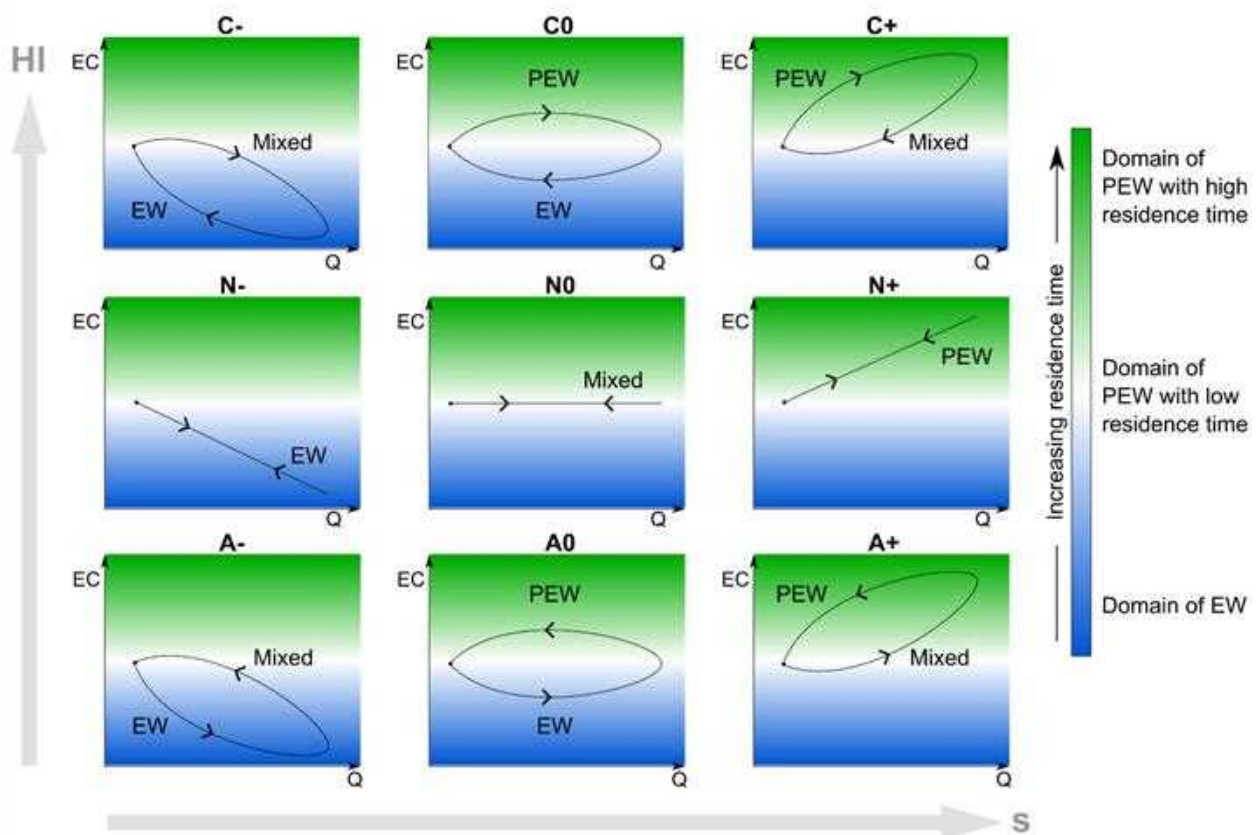


Figure 12 : Classification des boucles EC-Q sur la base de la pente s (négative à gauche, nulle au centre et positive à droite) et de l'indice hystérésis HI (sens horaire en haut C, nul au centre N, anti-horaire en bas A), adaptée de Evans et Davies (1998) ; les couleurs indiquent les contributions correspondantes au débit des cours d'eau (PEW : eau pré-événementielle, EW : eau événementielle) dans le cas des bassins versants où l'EC est positivement corrélée au temps de résidence de l'eau (par exemple, les zones karstiques), et où l'EC initiale est supérieure à la valeur de l'EC du pôle EW (Le Mesnil, 2021).

3.1.3. Traçages artificiels

a) Principe et objectifs des traçages artificiels

Le traçage artificiel permet de mettre en relation un point d'infiltration en surface ou dans un réseau spéléologique avec une source ou un forage. Ces opérations peuvent être réalisées selon deux objectifs :

- un objectif « qualitatif » (traçages de reconnaissance) pour mettre en évidence une relation hydraulique entre un lieu d'injection et un exutoire ;
- un objectif « quantitatif » pour décrire par une courbe de restitution du traceur (flux en fonction du temps) les modalités de transit du traceur pour les conditions hydrogéologiques de l'essai.

Toute substance permettant de suivre le déplacement de l'eau peut théoriquement être utilisée comme traceur. En pratique, les traceurs fluorescents permettent de colorer l'eau pour de très faibles concentrations (~1 ppb), et permettent des suivis fluorimétriques sur le terrain ou spectrofluorimétriques au laboratoire pour une quantification précise, à des concentrations

pouvant être inférieures à 0.01 ppb en l'absence de bruit de fond naturel élevé, limitant ainsi l'impact visuel de l'essai.

Il existe plusieurs traceurs fluorescents dont l'innocuité est reconnue pour une utilisation en hydrogéologie (OFEG, 2002). Chaque traceur est défini par un couple de longueur d'onde d'excitation/émission spécifique. L'utilisation simultanée de plusieurs traceurs ayant des caractéristiques spectrales distinctes est donc possible si la technique de détection permet de séparer les signaux émis par chaque traceur. La réalisation de multi-traçage permet d'obtenir des résultats relatifs à d'éventuelles restitutions obtenues pour des conditions hydrogéologiques identiques, ce qui permet de comparer plus facilement les résultats obtenus.

Les fluorimètres multi-spectraux de type GGUN permettent de séparer la réponse de l'uranine (ou l'éosine) de celle de la sulforhodamine (ou tout autre traceur de la famille des rhodamines), tandis que les optiques dédiées à la turbidité et aux azurants optiques permettent de quantifier l'évolution du bruit de fond naturel lors de l'essai (Meus et al., 2006, Bailly-Comte et al., 2018). En effet, une augmentation de la fluorescence enregistrée par un fluorimètre peut traduire le passage d'une eau plus turbide ou plus riche en matière organique fluorescente (fDOM), ce qui a des conséquences sur l'identification ou la quantification des faibles concentrations de traceur, et donc la dynamique de fin de restitution.

Une méthode a été développée pour mieux corriger le bruit de fonds naturel qui perturbe l'interprétation des données issues de fluorimètres, et ainsi valider la présence du traceur (Bailly-Comte et al., 2018).

b) Méthodes d'interprétation

- **Caractérisation de la Distribution des Temps de Séjour (DTS)**

Les courbes de restitution sont traduites en flux massique de traceur, puis normalisées par la masse de traceur restituée afin d'obtenir la Distribution des Temps de Séjour (DTS) du traceur dans le système « traçage » (Lepiller et Mondain, 1986), dont l'unité est l'inverse d'un temps. La comparaison des DTS permet ainsi de comparer les dynamiques de restitution. L'espérance de la DTS est également utilisée pour calculer le temps moyen de séjour du traceur (t_{moy}). La relation liant le maximum de la DTS (h_{mod}) au temps d'arrivée du pic de concentration (t_{mod}) est utilisée pour réaliser un premier diagnostic des propriétés hydrodispersives du milieu traversé (Bailly-Comte et Pistre, 2021).

- **Solution analytique à l'aide de l'outil TRAC**

L'objectif de la modélisation par le logiciel TRAC³ (Klinka et al., 2012 – BRGM/RP-59425-FR) est de mieux décrire la vitesse de déplacement du traceur (advection au sens strict) en proposant un modèle adapté permettant de tenir compte du stockage temporaire du traceur. La modélisation a également été utilisée pour quantifier l'influence respective des deux chemins d'écoulements identifiés lors de la campagne de multi-traçage du BRGM (voir ci-dessous - cas particulier des relations Frambourg>Loue Vasque et Frambourg>Loue Canal). Une présentation détaillée de la solution analytique utilisée est présentée en Annexe 3.1.

c) Données sur le secteur Pertes du Doubs > sources de la Loue

Les données utilisées proviennent d'une campagne de traçages en 2 points des pertes du Doubs en septembre 2022 (données dites BRGM), suite aux crues de reprises. Des données de

³ page web TRAC : <https://www.brgm.fr/fr/logiciel/trac-outil-aide-interpretation-tracages-milieux-poreux>

traçages anciens effectués par le Cabinet Reilé sont également utilisées ; elles proviennent du multi-traçage effectué sur le même secteur en septembre 2018 (Cabinet Reilé, 2018a) ; des extraits du rapport sont fournis en Annexe 3.2.

- **Multitraçage de septembre 2022 (données BRGM)**

Une campagne de multi-traçage commandées par le BRGM a été réalisée en septembre 2022 par le bureau d'étude R&B Hydro-Environnement depuis la perte du Doubs en aval d'Arçon (15 kg de sulforhodamine) et le puits perte de Frambourg localisé à la Cluse-et-Mijoux (10 kg d'uranine). Le rapport de RB Hydro Environnement (2022) détaille les conditions d'injection et de suivi de ces traceurs ; des extraits du rapport sont fournies en Annexe 3.3.

- **Suivi des débits**

L'interprétation quantitative de la restitution de ces deux traceurs nécessite de connaître les débits des exutoires, et leur évolution pendant la restitution. Deux chroniques de débit sont disponibles :

- La station Loue Canal à Ouhans [[station U260 460](#)] permet de connaître les débits de la source Loue Canal (station Loue Canal, Figure 13). Une valeur moyenne de 550 l/s est considérée pour l'interprétation de la restitution des traceurs ;
- EDF réalise une estimation du débit total des sources de la Loue sur la base du débit turbiné à Mouthier en intégrant l'ensemble des exutoires secondaires, soit le débit cumulé de la Loue à la Vasque, la Loue « Canal » et les 2 griffons (cf. Griffons 3 et 4, Figure 13). Le débit transmis par EDF est donné au pas journalier et diminue progressivement entre le 22 (6200 l/s) et le 25 septembre 2022 (5190 l/s). Une valeur moyenne constante de 5400 l/s a été retenue pour les interprétations quantitatives. Le débit mesuré par EDF est donc 10 fois supérieur au débit mesuré à la station Loue Canal – ce facteur semble très élevé, mais en l'absence d'autre élément de contrainte cette relation sera utilisée pour l'interprétation quantitative des débits des exutoires.

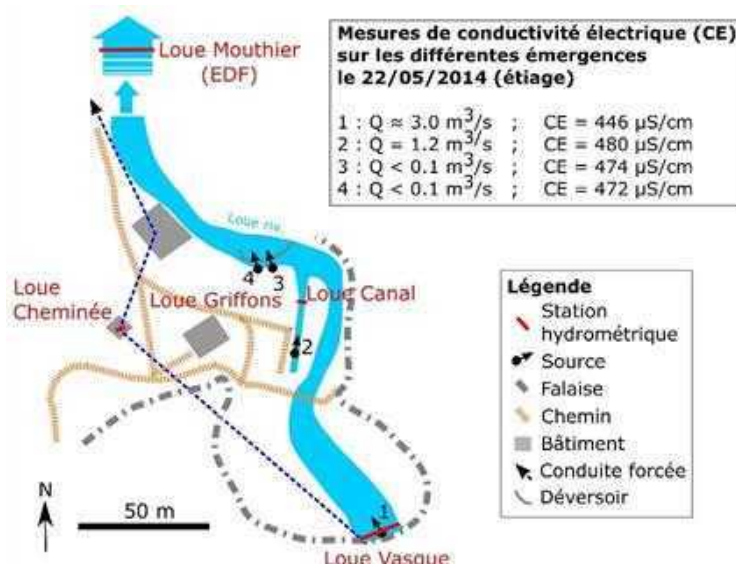


Figure 13 : Carte de localisation des différents exutoires et des stations hydrométriques à proximité de la source de la Loue (Charlier et al., 2014 – rapport BRGM/RP-63844-FR)

Le débit de la Loue à la Vasque n'est pas connu sur la période de suivi du traçage artificiel. Son évolution est supposée corrélée à celle du débit du canal et sera donc exprimée comme un

multiple de ce dernier. Un facteur de 6 sera utilisé pour ne pas obtenir un taux de restitution supérieur à 100 % lors de l'analyse des traceurs dans la section suivante, tout en attribuant à cet exutoire le débit le plus important possible comparé aux griffons secondaires. Pour exprimer Loue EDF par rapport à Loue canal par un facteur 10, on obtient alors la décomposition suivante des différents débits de la vasque et des griffons :

- $Q_{\text{vasque}} = 6 \cdot Q_{\text{canal}}$
- $Q_{\text{griffons secondaires}} = 3 \cdot Q_{\text{canal}}$
- $Q_{\text{EDF}} = Q_{\text{vasque}} + Q_{\text{griffons secondaires}} + Q_{\text{canal}} = 10 \cdot Q_{\text{canal}}$

Cette répartition des débits ne correspond pas à celle observée en 2014 à l'étiage (Figure 13), mais des estimations réalisées depuis 2015 tendent à montrer que les débits cumulés des griffons secondaires sont aujourd'hui plus importants (au détriment de Loue canal ?) suite à des travaux opérés par EDF fin 2014 (communication avec DREAL). Dans notre étude, nous proposons un débit nettement supérieur pour les griffons secondaires, qui représentent ici le triple du débit mesuré sur le canal. Une valeur plus faible pour les griffons secondaires augmenterait d'autant le débit à la vasque, entraînant des taux de restitution de traceurs anormalement élevés (cf. section suivante). **En l'état actuel des connaissances sur les débits des exutoires il n'est pas possible de proposer une autre répartition des débits.** Des campagnes de jaugeages pour des conditions hydrologiques similaires sur les différents points de suivis permettraient de mieux comprendre cette répartition tout en validant les débits proposés, et éventuellement revenir sur la répartition des débits proposée dans ce rapport. Cette incertitude relative au débit va directement influencer les estimations des taux de restitution, mais les caractéristiques temporelles des restitutions ne sont pas impactées.

Un jaugeage de la source du Moulin Miguet permet d'estimer le débit de cette source entre 145 et 165 l/s le 25 septembre 2022 (RB Hydro Environnement, 2022). Une valeur constante de 150 l/s a été retenue pour l'interprétation quantitative des courbes de restitution lors de l'essai de traçage.

3.2. APPROCHES HYDROCHIMIQUES ET GEOCHIMIQUES

3.2.1. Généralités

Les isotopes environnementaux sont naturellement présents dans l'hydrosphère par opposition aux traceurs artificiellement introduits dans un système afin d'étudier son comportement. Le point commun des applications des traceurs est la notion de source et d'histoire. L'origine de l'eau souterraine est sa recharge⁴ à un instant et à un endroit donné, c'est la notion de source. Mais cette eau peut avoir partiellement changé de phase ou avoir réagi avec son environnement, c'est la notion d'histoire.

Différents traceurs peuvent être utilisés et combinés pour mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique des hydrosystèmes. Dans cette étude, nous utilisons 3 grands types de traceurs : les isotopes stables de la molécule d'eau, les gaz nobles et anthropiques, et les isotopes du strontium. La composition chimique d'une eau est en partie déterminée par son environnement naturel (composition des eaux de recharge, activité biologique et interaction au sein de la zone saturée, échanges au sein de l'aquifère) mais reflète également l'impact des activités anthropiques. La chimie des eaux donne une indication quant à l'ampleur du phénomène

⁴ La recharge d'un aquifère est la part de l'eau superficielle (précipitations ou eaux de surface) qui s'infiltre dans le sous-sol et va recharger la zone saturée

de pollution ainsi que sur les caractéristiques du milieu et peut ainsi apporter des éléments de contrainte aux mécanismes géochimiques mis en jeu. Les analyses des éléments majeurs seront couplées aux analyses isotopiques.

3.2.2. Principes de l'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau

Les isotopes stables de la molécule d'eau ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $2\text{H}/1\text{H}$) portent la signature de son origine : à quelle époque, sous quel climat, à quelle altitude s'est infiltrée l'eau. Cette signature isotopique peut changer sous l'effet du phénomène d'évaporation ou d'interaction eau-roche (à haute température). Ce traceur permet la mise en évidence de phénomène de mélange entre masses d'eau lorsqu'il existe. L'existence d'un gradient sur le Jura a été mise en évidence par Blavoux et al. (1979) qui ont analysé les eaux des principales sources du massif jurassien. La mise en place dans le cadre de cette étude d'un réseau de pluviomètres totalisateurs sur un cycle hydrologique a permis de définir le gradient sur la variable d'entrée (la pluie) et d'apporter des informations précieuses sur l'altitude des zones de recharge des eaux souterraines et de surface.

3.2.3. Principes de l'utilisation des gaz nobles et anthropiques dissous

a) Gaz nobles

Les gaz nobles (Ne, Ar, Xe et Kr) sont caractérisés par leur stabilité dans le réservoir atmosphérique, et leur stabilité chimique lors de leur transfert en phase dissoute dans les aquifères. Ils sont utilisés comme marqueurs des conditions environnementales de la recharge des aquifères, à savoir la température de recharge et la pression atmosphérique, elles-mêmes fonction de l'altitude de recharge (Aeschbach-Hertig et al., 1999). Leur concentration dans les eaux souterraines est régie par leur dissolution selon la loi de Henry à l'interface entre la zone saturée et la zone non saturée des aquifères.

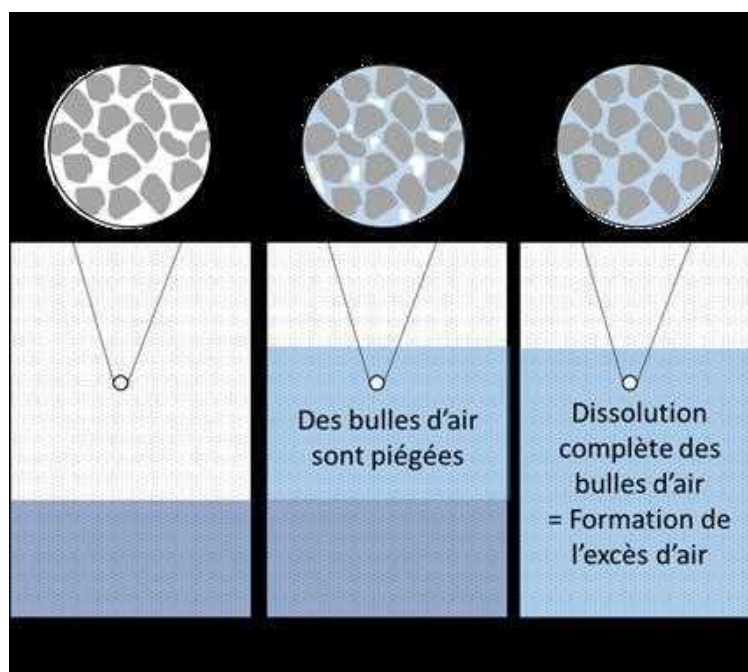


Figure 14: Représentation schématisée de la formation d'excès d'air (modifié d'après Kipfer et al. 2002).

Toutefois, dans les zones non saturée et saturée, le piégeage de bulles d'air et leur dissolution forcée sous l'action de l'augmentation de la pression hydrostatique, peut modifier les concentrations en gaz dissous dans les eaux souterraines (Figure 14). Dans ce contexte, les

concentrations en gaz dissous des eaux sont 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 gazeux⁵.

b) Gaz anthropiques (CFC/SF6)

La méthode de datation des eaux par les gaz anthropiques⁶ se base sur la mesure des gaz dissous contenus dans l'eau à l'état de traces. La méthode des gaz dissous anthropiques a été appliquée à l'étude des eaux souterraines depuis les années 90 (IAEA, 2006). Le principe de la méthode des gaz dissous repose sur la comparaison des teneurs des différents gaz dissous dans l'eau aux teneurs connues dans l'atmosphère (Figure 15).

Les concentrations en CFC dans l'atmosphère ont augmenté régulièrement depuis la date de leur production et jusqu'à la mise en application du protocole de Montréal signé en 1987 (au regard de leur effet nocif sur la couche d'ozone, Cicerone et al., 1974 ; Molina and Rowland, 1974 ; Farman et al., 1985). A partir de cette date, l'arrêt de la production et de l'utilisation a provoqué une stagnation puis une diminution des teneurs atmosphériques du CFC-11, CFC-12 et CFC-113, respectivement en 1994, 2001 et 1996 (Figure 15). Depuis, les concentrations de ces trois gaz continuent de diminuer. Les concentrations en SF₆ quant à elles sont strictement croissantes depuis les années 50 environ. Les traceurs gazeux présents dans l'atmosphère passent la zone non saturée des hydrosystèmes selon un transport diffusif avant d'entrer dans l'eau souterraine sous forme de gaz dissous. Perotin et al, 2021 ont pu vérifier que l'air de la zone vadose du karst est bien en équilibre avec l'air atmosphérique dans le cas du système karstique du Durzon (Causse du Larzac) présentant une zone non saturée importante (300 m). La concentration d'un gaz dissous dans l'eau à l'équilibre avec l'atmosphère est régie par la loi de Henry qui définit la solubilité des gaz et est conditionnée par plusieurs hypothèses (cf. détails de la méthodologie en Annexe 5) :

- la température et l'altitude de recharge sont connues (ou peuvent être estimées) ;
- la pression partielle des gaz dans la zone d'infiltration (zone non saturée) est identique à celle des couches de la troposphère et l'eau de recharge est en équilibre avec l'atmosphère de la zone d'infiltration, cette condition a été récemment démontré pour le karst (Pérotin et al, 2021) ;
- les concentrations des gaz dissous dans l'eau n'est pas altérée par des processus biologiques, géochimiques ou hydrologiques (Khalil et Ramoussen, 1989 ; Cook et al., 1995 ; Horneman et al., 2008) ;
- l'aquifère ou la zone d'infiltration n'est pas contaminée par des sources anthropiques (pollutions urbaines [décharge, dépôts sauvages, casse-auto...], agricoles, industrielles [transformateur...]) ;

la méthode de prélèvement ne doit pas permettre de contact entre l'échantillon d'eau et l'atmosphère.

⁵ La procédure de correction de l'excès d'air est surtout importante pour le SF₆. L'effet est quasiment négligeable dans le cas du CFC-11 du fait de la forte solubilité de ce gaz (Plummer et Busenberger, 2000)

⁶ Composés halogénés CFC-11 (trichlorofluorométhane), CFC-12 trichlorodifluorométhane), et CFC-113 (trichlorotrifluorométhane) ainsi que le SF₆ (hexafluorure de soufre).

Les gaz CFC ont été produits industriellement à partir des années 1930, avec une large utilisation dans les années 1950 à 1960 avant d'être interdits en 1987 (accords du protocole de Montréal) car les CFC sont en effet des gaz destructeurs de la couche d'ozone. Les CFC étaient utilisés dans les fluides réfrigérants et les solvants tandis que le SF₆ est utilisé principalement pour ses capacités isolantes par l'industrie d'énergie électrique (80 % du SF₆ produit dans le monde est utilisé dans les disjoncteurs à haute tension et dans les postes électriques sous enveloppe métallique), dans les accélérateurs et la production du double vitrage. La production industrielle du SF₆ a débuté en 1953.

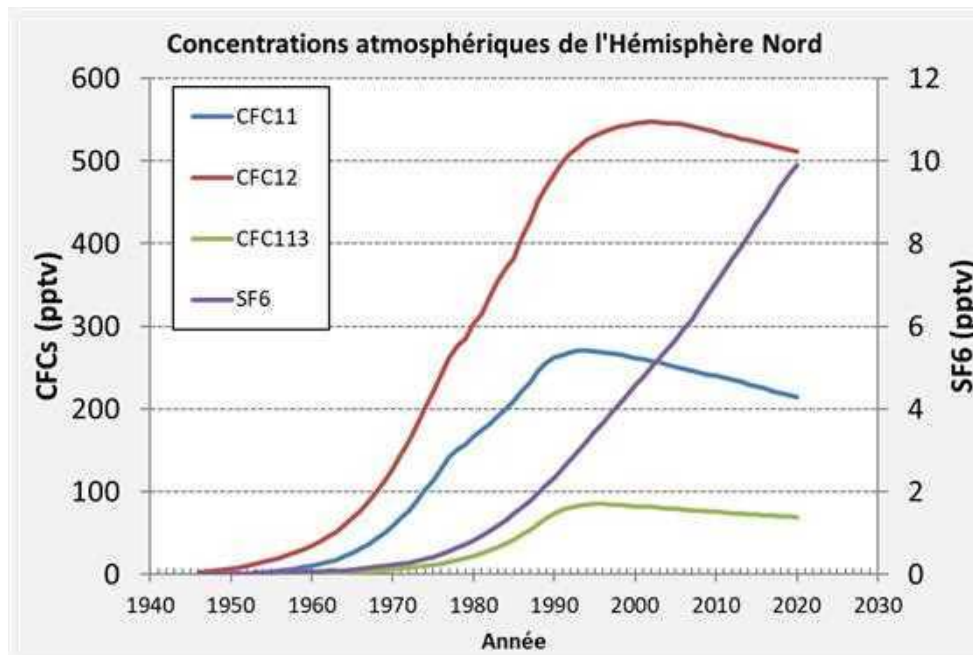


Figure 15. Chroniques des concentrations des CFC et SF6 dans l'air (NOAA/PMEL, John.L.Bullister@noaa.gov)

En l'absence de pollution locale (décharge, sols contaminés,...), ou de dégradation (dénitrification par exemple en contexte anoxique réducteur), la comparaison des teneurs des différents gaz dissous par rapport aux teneurs connues dans l'atmosphère permet d'estimer un temps moyen de séjour de l'eau dans les aquifères. Les estimations des âges de l'eau reposent sur l'utilisation de modèle de transfert (Maloszewski et Zuber, 1982). Trois types de modèle interprétatifs sont généralement considérés par les auteurs dans la littérature : modèle piston (PFM), Modèle exponentiel (EM), et modèle de mélange binaire (BMM). Ces modèles conceptuels de transferts sont décrits en Annexe 4. Dans le cas du modèle Exponentiel (EM), c'est le temps de résidence moyen (TRM) de l'eau récente qui est déterminé, dans le cas du modèle Piston (PFM) et du modèle de mélange binaire (BFM), c'est la date d'infiltration qui est estimé ou l'âge apparent dans le cas du modèle de mélange binaire (BFM). La sélection (diagnostic) du modèle interprétatif est parfois rendu compliquée à réaliser lorsque les paramètres (T, P, S, EA⁷) sont mal connus et/ou entachés d'importantes incertitudes. Dans le but de faciliter l'analyse des résultats, une procédure automatisée de calcul a été développée, afin de chercher à minimiser la fonction « objectif » suivante :

$$C^2 = \sum_i \frac{(C_i - C_i^{mod})^2}{\sigma^2} \quad \text{Équation 1}$$

Où C_i^{mod} est la concentration modélisée, C_i la concentration mesurée dans l'eau et σ l'incertitude analytique du laboratoire ($i = \text{CFC}_{11} ; \text{CFC}_{12} \text{ CFC}_{113} \text{ et } \text{SF}_6$). Ce calcul est réalisé pour l'ensemble des gaz dissous validés (i.e non affectés par des pollutions ou des phénomènes de dégradation). Pour le modèle de mélange binaire (BMM), la concentration modélisée (C_i^{mod}) s'exprime en considérant la fraction d'eau ancienne et les concentrations des pôles récent et ancien :

⁷ T=température, P=pression, S= salinité, EA=Excès d'air

$$C_i^{mod} = (1 - X_{old}) * C_i^{recent} + X_{old} * C_i^{ancien} \quad \text{Équation 2}$$

L'Équation 2 devient :

$$C^2 = \sum_i \frac{(C_i - [(1 - X_{old}) * C_i^{recent} + X_{old} * C_i^{ancien}])^2}{\sigma^2} \quad \text{Équation 3}$$

Où C_i^{ancien} est la concentration du pôle ancien modélisée par le modèle Exponentiel ou le modèle Piston selon le type de schéma interprétatif considérée (PFM ou EM) et X_{old} la contribution d'eau ancienne. Le pôle récent (C_i^{recent}) est qualifié par les eaux d'infiltration actuelle (imposé : choix de l'utilisateur). La procédure de calcul permet donc l'estimation des contributions relatives des composantes ancienne (old) et récente ainsi que l'âge apparent de la composante ancienne mobilisée dans le modèle de mélange binaire qui permet la minimisation de l'erreur (X^2) (Équation 3). Si la contribution relative de la composante ancienne calculée par la procédure de calcul est égale à 100%, on accède alors à l'âge apparent du modèle considéré : date d'infiltration pour le modèle piston (PFM) ou au temps de résidence moyen (TRM) pour le modèle Exponentiel (EM).

3.2.4. Principes de l'utilisation des isotopes du strontium

Les isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) peuvent être utilisés comme traceurs dans les études environnementales puisqu'ils sont naturellement présents dans le milieu. Du fait de la masse de cet élément, les isotopes du strontium ne sont pas fractionnés et témoignent donc directement des sources naturelles (signal issu de la roche) et anthropiques (signal issu des amendements, engrais...).

Dans le contexte de cette étude, les isotopes du strontium ont été analysés dans le but de préciser le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques et d'apporter des informations sur les interactions eaux-roche et plus globalement de voir dans quelle mesure l'outil pourrait aider à distinguer les eaux ayant transité dans le Crétacé (Haute chaîne du Jura plissé), dans le Jurassique supérieur (plateaux de Levier, d'Ornans), et Jurassique moyen (tronçons aval de la Loue, du Lison et du Dessoubre). Ces variations isotopiques peuvent être utilisées pour mettre en évidence et quantifier des mélanges d'eaux de diverses origines. Cette approche est basée sur les travaux de la thèse de Calmels (2007) qui ont montré la variabilité spatiale des pôles géochimiques en lien avec la géologie.

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 3 isotopes stables d'abondance constante au court du temps : ^{88}Sr , ^{86}Sr et ^{84}Sr et un radiogénique : ^{87}Sr , issu de la désintégration radioactive du rubidium 87 (^{87}Rb) et dont l'abondance augmente donc au court 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 (1/Sr) et souvent avec les autres marqueurs d'interactions eau-roche (Ca/Sr, SO_4/Sr , Mg/Sr ...).

Le rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) est directement lié à celui du minéral ou de l'assemblage minéralogique avec lequel l'eau a interagi, l'eau acquérant théoriquement la signature isotopique de la roche (McNutt, 2000; Shand et al., 2007). En effet, il n'y a pas de fractionnement isotopique 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. Pour les roches sédimentaires carbonatées d'origine marine, l'évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est directement lié à celui de l'eau de mer lors de la formation du sédiment, les variations du rapport depuis le Mésozoïque sont bien connues (Hess et al., 1986; Veizer, 1989, Prokoph et al, 2008).

3.2.5. Présentation du réseau des suivis hydrochimiques et isotopiques

a) Observation dans les précipitations

Dans le but de préciser les évolutions spatio-temporelles de la signature isotopique de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) de pluie de la zone d'étude, un observatoire pluviométrique a été déployé suivant un gradient altitudinal sur les communes de Merey-sous-Montrond (442 m), Montmahoux (707 m), Bulle (861 m) et Rochejean (1222 m).



Figure 16. Vue des pluviomètres du réseau d'observation mis en place en septembre 2019.

Le dispositif expérimental (rain sampler de la société Palmex) permet de s'affranchir des problèmes d'évaporation et donc d'altération de la signature des précipitations. Le dispositif est équipé d'un tube pour collecter la neige en hiver (Figure 16). Le suivi isotopique des précipitations et des quantités d'eau associées a été réalisé à un pas de temps globalement mensuel sur la période septembre 2019-août 2022. Les flux de pluie collectée ont été comparés aux

précipitations de postes pluviométriques Météofrance⁸ pour détecter d'éventuel anomalie de fonctionnement.

Les données isotopiques de la station pluviométrique de La Brévine (Suisse) du réseau GNIP ont été utilisées dans cette étude pour replacer les observations sur la période [2019-2022] dans le contexte d'évolution mesurée depuis 1994. Les observations réalisées par Losmot et al (2022) à la station de Forbonnet (Alt. 840 m) au cours du cycle 2019-2020 ont été également considérées dans cette étude. Les analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ont été réalisées au LAMA, Université Montpellier.

b) Observation dans le sol

Le lysimètre dit 'témoin' (sur prairie, sans apports de nutriments) mis en place dans le cadre du projet NUTRI-Karst par la Chambre d'Agriculture du Doubs a permis de compléter le réseau d'observation en collectant les solutions de sol. Ce lysimètre est enterré à 50 cm de profondeur et a été collecté pour des analyses hydrochimiques et isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sur la période septembre 2019 - mai 2022 (plus de 2 cycles hydrologiques) à des fréquences variables au cours des cycles hydrogéologiques qui étaient fonction des volumes drainés/écoulés collectés.

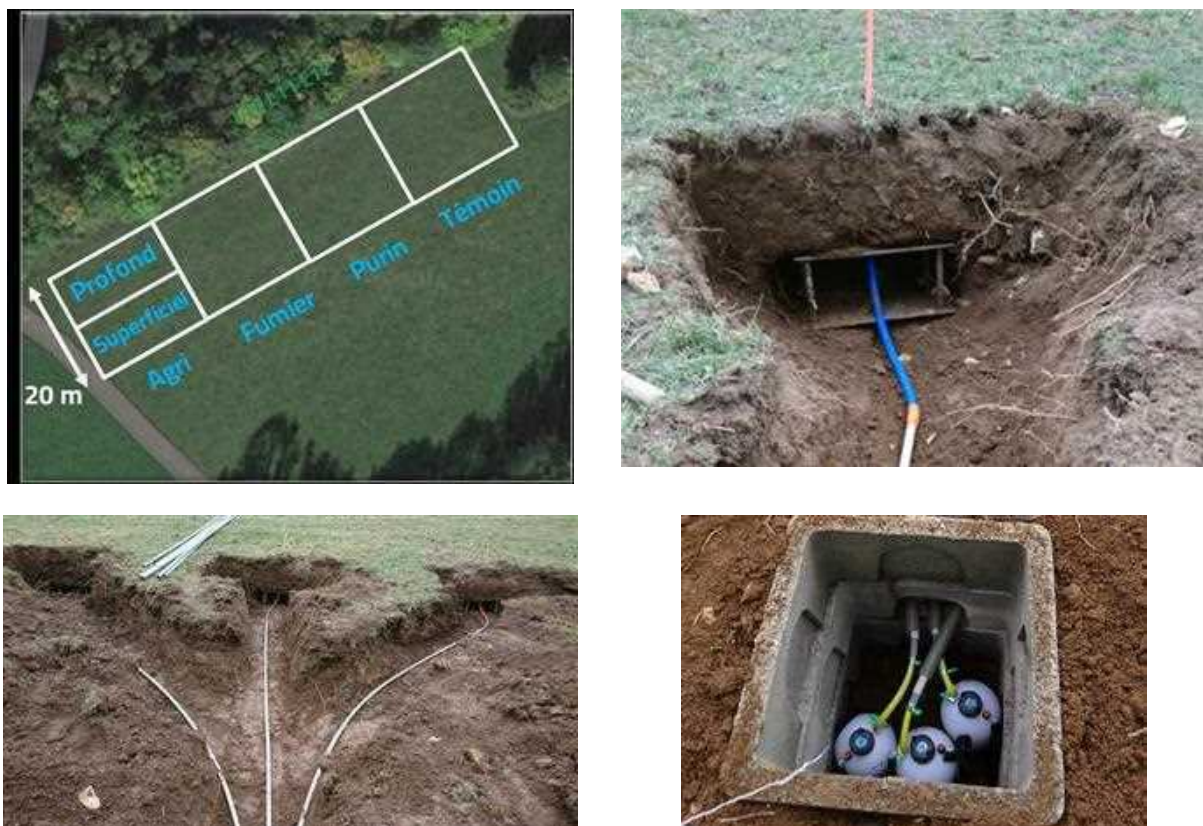


Figure 17. Dispositif de plaques lysimétriques à Montmahoux, illustrant la localisation de la parcelle 'Témoin', et les 3 répliques par parcelles (photos ©CIA25-90)

⁸ MER_COL_(468 m) - Station MétéoFrance : 25223002, COULANS
 MON_COL_(707 m) - Station MétéoFrance : 25334001, LEVIER_SAPC
 BUL_COL_(861 m) - Station MétéoFrance : 25462001, PONTARLIER
 ROC_COL_(1230 m) - Station MétéoFrance : 25494001, LA BOISSAUDE ROCHEJEAN

Les analyses hydrochimiques ont été réalisées au laboratoire QUALIO à Besançon, les analyses $\delta^{18}\text{O}$ & $\delta^2\text{H}$ au LAMA à l'Université Montpellier, et les analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au BRGM d'Orléans. Les analyses ont été réalisées sur un mélange des eaux issues des 3 plaques de la parcelle Témoin.

Les propriétés du sol sont assez homogènes et décrites dans le rapport de stage Menubarbe (2022) réalisé à la Chambre d'Agriculture du Doubs dans le cadre du projet NUTRI-Karst. Au niveau de la texture ils sont limoneux-argileux en surface avec un enrichissement en argile jusqu'à 34 % en profondeur (45-70 cm). Les sols sont légèrement acides en surface avec un pH compris entre 6,1 et proche de 7 en profondeur. Le taux de matière organique est important et varie entre 50 et 78 ‰ en surface et diminue en profondeur jusqu'à 23 ‰ en dessous de 20 cm.

c) Réseau d'observation des eaux souterraines et de surface

Deux types de suivis temporels ont été réalisés. Le premier suivi porte sur 3 campagnes en conditions de basses eaux (sept. 2022), crue de reprise (nov. 2020) et hautes eaux (fév. 2021), réalisé sur 37 sources et rivières des bassins de la Loue, du Doubs, du Dessoubre, du Cusancin et de l'Ain. Le second suivi porte sur un suivi mensuel sur la période septembre 2020 à 2021 des principales sources de la zone d'étude (Loue [vasque et canal], Baume-Archée, Maine, Ecoutôt, Lison, Sarrazine) ainsi que la source du Verneau (site pilote suivi également sur les pluies et le sol à Montmahoux). Les rivières du Doubs à Arçon, du Dugeon à Vuillecin, de la Loue à Mouthier, Vuillafans, Aval-Ornans, Planchet et Chenecey-Buillon ont également fait l'objet d'un suivi sur la même période.

Les sites sont listés dans le Tableau 2 et localisés sur la Figure 18. Un site complémentaire a été prélevé en septembre 2023 : la source de la Froidière.

Les analyses hydrochimiques ont été réalisées au laboratoire QUALIO à Besançon, les analyses $\delta^{18}\text{O}$ & $\delta^2\text{H}$ au LAMA à l'Université Montpellier, et les analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au BRGM d'Orléans.

Tableau 2 : Sites de prélèvements pour les analyses mensuelles et lors des 3 campagnes spatiales

ID Station	Intérêt hydrologique	Remarque	Suivi mensuel Majeurs et iso 180)	(El. Campagnes spatiales Majeurs, iso 180, iso Sr)	(El.
SCE_AIN	Système mitoyen au Lison et Loue			X	
SCE_ARCHÉE	Arrivée latérale Haute Loue		X	X	
SCE_BLEUE_MALBUISSON	Source Haute Chaîne			X	
SCE_CANAL	Source secondaire de la rivière Loue amont	Station DREAL	X	X	
SCE_DESSOUBRE	Source principale du Dessoubre			X	
SCE_DOUBS	Reference « naturelle » haute chaîne	Station DREAL		X	
SCE_ECOUTÔT	Source secondaire du système Maine-Brême-Ecoutôt		X	X	
SCE_GD_BIEF	Arrivée latérale Haute Loue	Station Chrono-Env		X	
SCE_LISON	Source principale Source Lison	Station DREAL	X	X	
SCE_MAINE	Source principale système Maine-Brême-Ecoutôt		X	X	
SCE_PONTET	Arrivée latérale Haute Loue			X	
SCE_POUTOT	Arrivée latérale Haute Loue		X	X	
SCE_REVEROTTE	Arrivée principale du Dessoubre			X	
SCE_SARRAZINE	Source secondaire du Lison		X	X	
SCE_VASQUE	Source principale du système Loue	Station DREAL	X	X	
SCE_VERNEAU	Arrivée latérale Lison	Station DREAL	X	X	
PUITS_BREME	Inversac du système Maine-Brême-Ecoutôt			X	
BREME_CONF-LOUE	Affluent latéral Loue		X	X	
CUSANCIN_BAUME_DAMES	point intégrateur avant confluence Doubs			X	
DESSOUBRE_ST_HYPPO	Caractérisation des transferts au niveau du tronçon aval	Station DREAL		X	
DOUBS_ARCON	Caractérisation de la principale zone des pertes du Doubs		X	X	
DOUBS_DOUBS	Doubs amont confluence Drugeon	Station DREAL	X	X	
DOUBS_GOUMOIS	Caractérisation des transferts sur le Doubs frontalier	Station DREAL		X	
DOUBS_MATHAY	point aval zone étude sur le Doubs			X	
DRUGEON_VUILLECIN	Caractérisation du Drugeon aval zone pertes vers Loue canal	Station DREAL	X	X	
JERUSALEM_PERTES	Pôle Infiltrations eaux de surface – système Verneau			X	
LISON_CONF_LOUE	Caractérisation du tronçon Lison		X	X	
LIZON_SUP_LEMUY	Pôle Infiltrations eaux de surface – système Lison			X	
LOUE_AMONT_ORNANS	encadre Ornans			X	
LOUE_AVAL_ORNANS	encadre Ornans		X	X	
LOUE_BUIL_ABB	point jaugé aval entre Lo12 et Lo13			X	
LOUE_CHENECEY	Exutoire zone d'étude Loue	Station DREAL	X	X	
LOUE_MOUTIER	Loue dans les gorges de Nouailles		X	X	
LOUE_PLANCHET	Transferts au niveau du tronçon intermédiaire		X	X	
LOUE_VUILLAFANS	Mélanges au niveau du tronçon amont Haute Loue	Station DREAL	X	X	
NORVAUX_CLERON	Affluent latéral Loue		X	X	
VIEILLE_FOLLE_PERTES	Pôle Infiltrations eaux de surface - système Verneau			X	

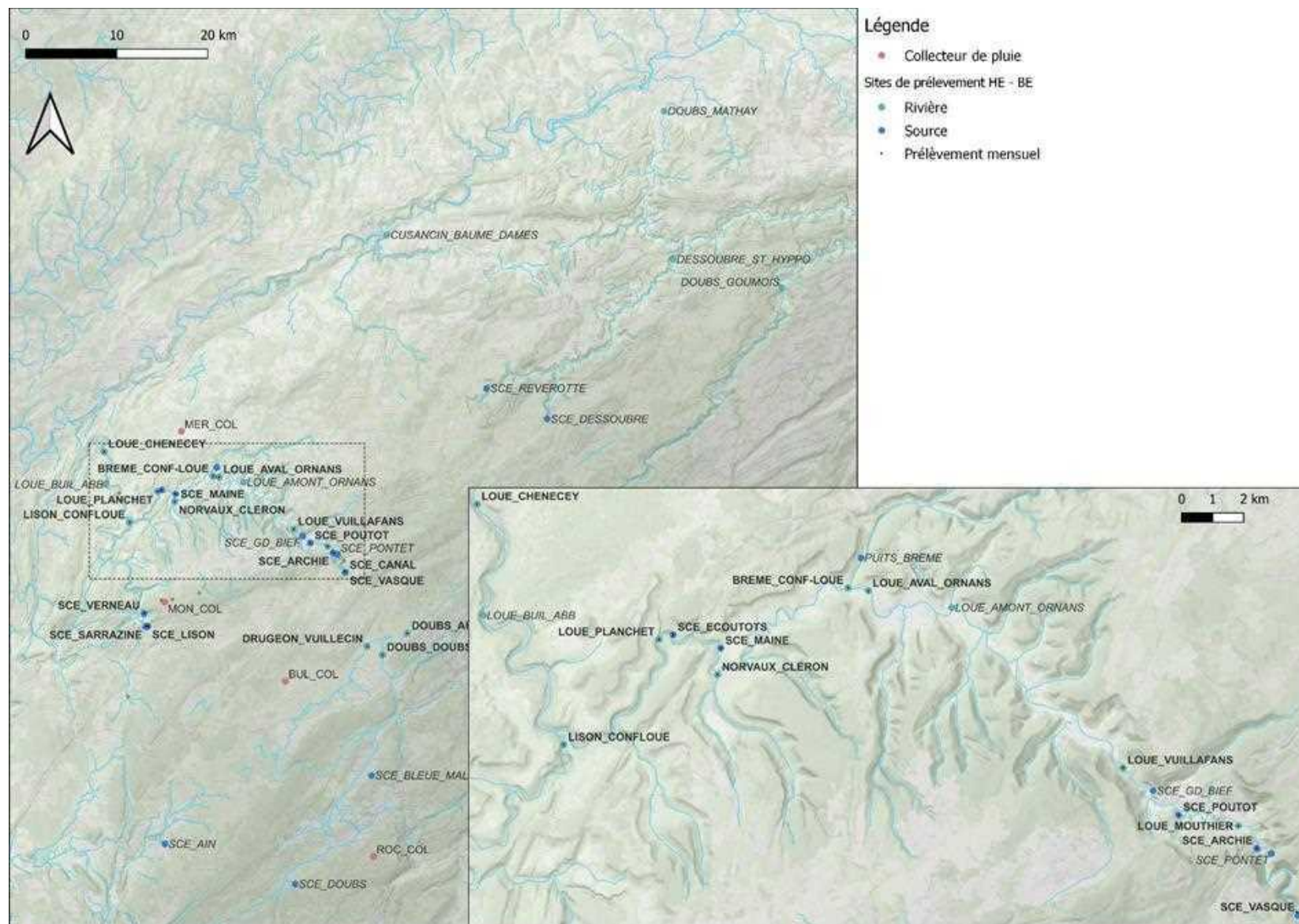


Figure 18. Localisation des sites de prélèvements pour analyses hydrochimiques et isotopiques

3.3. BASSINS D’ALIMENTATION DES PRINCIPAUX AQUIFERES

3.3.1. Délimitation des zones de recharge des principaux aquifères karstiques

L’objectif est de fournir une délimitation spatiale des zones contributives au débit des rivières à partir d’une cartographie des bassins d’alimentation des principaux aquifères. Elle a été réalisée à partir des données résumées dans le Tableau 3.

Tableau 3 : Synthèse des données utilisées pour la délimitation des bassins hydrogéologiques.

Donnée	Commentaire	Source
Carte géologique harmonisée (1/50 000)	Les couches ont été simplifiées pour correspondre aux principales formations aquifères et aquicludes du Jura	BRGM
Base de données traçages	Points d’injections et circulations identifiées	DREAL BFC
Bases de données cavités souterraines des départements du Doubs et du Jura	Base de données nationale sur les cavités	BRGM
Indices karstiques	Base de données recensant les indices karstiques du Doubs (dolines, diaclases, gouffres, pertes, fontis...)	Atlas mouvement de terrain du Doubs (2013)
Base de données Topage	Référentiel hydrographique français qui vise à décrire les cours d'eau et plans d'eau	SANDRE
Modèle numérique de terrain RGEALTI 5m	Le MNT 5m a servi de base aux constructions des isohypse 5 et 20m ainsi qu’au calcul de la pente	IGN

La méthodologie pour la délimitation des bassins d’alimentation est présentée en Figure 19 et vise dans un premier temps à déterminer le caractère ruisselant ou infiltrant des formations affleurantes.

La géologie simplifiée (calcaires ou marnes) constitue le premier facteur de décision, car il permet de différencier les 2 grandes formations en présence (calcaires et marnes) qui possèdent des propriétés de partage ruissellement/infiltration très contrastées. En l’absence de données pédologiques à l’échelle de la zone d’étude, intégrant les spécificités des paysages karstiques, il a été considéré que l’épaisseur des sols était le principal paramètre pédologique susceptible de modifier le partage ruissellement-infiltration. En considérant que les sols sur calcaires étaient peu profonds (voire inexistant) et que les sols profonds se situaient sur marnes, une simplification a été opérée en se focalisant sur la carte géologique qui intègre de fait cette variabilité des sols à travers la lithologie.

La pente constitue le deuxième facteur de décision. Sur les marnes, l’hypothèse a été faite que le ruissellement est majoritaire, indépendamment de la pente des terrains. Sur les calcaires un seuil de pente de 50%, issu de la méthodologie PaPRIKa de cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques (Dörfliger et Plagnes, 2009, BRGM/RP- 57527-FR), a été fixé pour définir le partage entre ruissellement (pente >50%) et infiltration (pente <50%).

La densité de cavités, la présence d’indices karstiques et la position des failles sont considérés comme des indicateurs de zones préférentielles d’infiltration et d’écoulement souterrain. Bien que ces indicateurs soient généralement absents sur les marnes - confirmant que l’infiltration y est

négligeable – leur utilisation à dire d'expert a été effectuée pour contrôler l'absence de phénomènes de soutirages sur formations marneuses de faible épaisseur. Elle a également été utilisée pour orienter vers l'infiltration les affleurements carbonatés de fortes pentes.

Le dernier paramètre est la présence ou non d'un réseau hydrographique et son caractère permanent ou temporaire. Sur calcaires et marnes, l'absence de réseau superficiel est déterminant pour indiquer une zone d'infiltration. Inversement, la présence de cours d'eau indique que le ruissellement est significatif.

La méthode mise en œuvre permet d'aboutir à 4 processus d'écoulement (ruissellement ou infiltration sur calcaires ou marnes) auxquels sont associés des paramètres guidant la délimitation. Le logigramme synthétique est présenté en Figure 19.

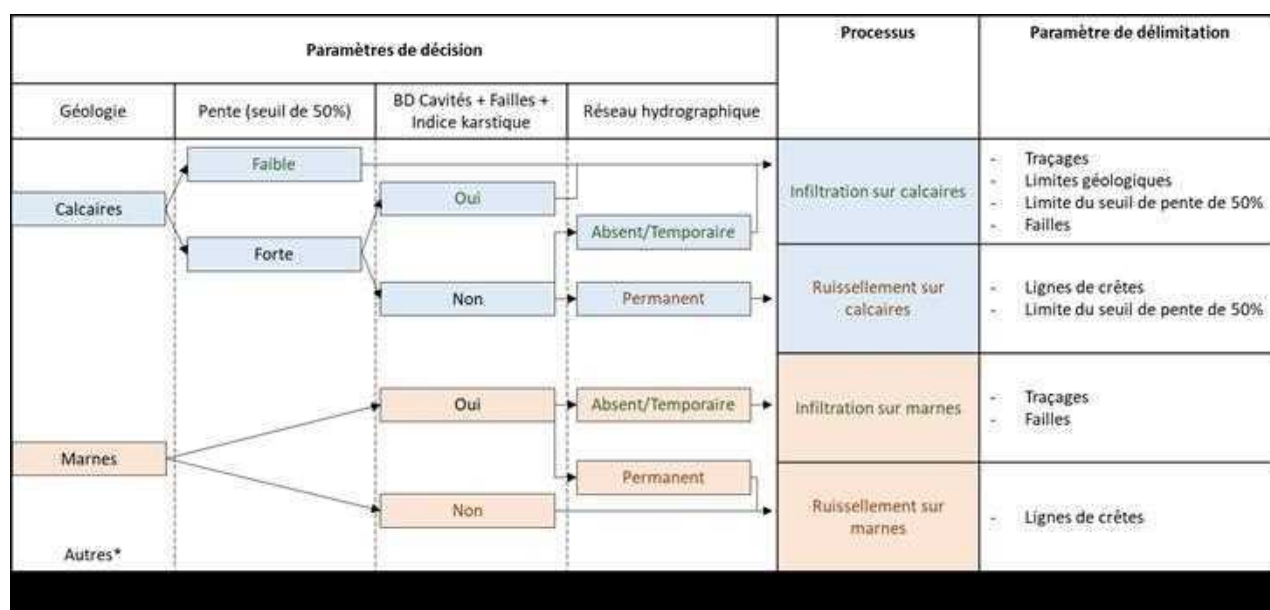


Figure 19 : Logigramme appliqué pour la délimitation des bassins d'alimentation des aquifères karstiques

Les circulations souterraines identifiées par traçages artificiels constituent le premier facteur de décision pour la délimitation des bassins. On considère que l'eau qui ruissèle vers un point d'injection ou qui s'infiltré à proximité est directement lié au réseau souterrain correspondant au traçage. Certains points d'injections peuvent être connectés à plusieurs points (sources) de restitution différents. Dans ce cas, un même point d'injection (et sa zone d'alimentation) peut être intégré au sein de plusieurs bassins hydrogéologiques différents. Les données de traçages utilisées pour cette méthode sont les points d'injections et les relations injections/restitutions avérés, ce qui peut fournir un biais sur l'interprétation, notamment selon l'ampleur du réseau de surveillance mis en œuvre durant ces campagnes de traçages. Il faut garder en tête qu'une absence de relation n'est pas forcément révélateur d'une absence de connexion hydraulique.

4. Approche hydrodynamique et physico-chimique

4.1. OBJECTIFS

Les différentes approches hydrodynamique et physico-chimique utilisées dans cette étude visent à mieux caractériser les relations entre les eaux souterraines du karst et les eaux de surface, et quantifier les flux, à travers une analyse spatiale et temporelle des échanges karst-rivières entre basses et hautes eaux/crue.

L'objectif de **l'approche par jaugeages différentiels** est de localiser et quantifier les échanges entre les cours d'eau et le milieu souterrain le long des cours du Doubs, du Drugeon, de la Loue, de la Brême et du Lison. L'approche vise à mettre en évidence les pertes et apports vers et depuis le milieu souterrain. Elle permet notamment de :

- hiérarchiser les tronçons ayant les apports et les pertes les plus importants en les pondérant par le linéaire du tronçon ;
- spatialiser les zones contributives et les flux moyens associés ;
- quantifier les apports provenant des principales zones contributives (sources et affluents) dont la configuration de l'émergence ne permet pas toujours un jaugeage.

Les informations apportées par l'analyse de la minéralisation de l'eau (conductivité électrique) permettent de répondre à 2 objectifs. Le premier est de proposer un profil du linéaire de la Loue en période de basses et moyennes eaux qui renseigne sur la cartographie de minéralisation de la Loue et des impacts des principales arrivées d'eau. Le second est d'identifier l'origine de l'eau lors des crues, sur la base des contrastes de conductivité électrique qui est un marqueur de temps de résidence.

L'objectif des **traçages artificiels opérés sur les pertes du Doubs** est de préciser les relations Doubs-Loue en caractérisant les chemins d'écoulement entre les différentes zones de perte et les deux principales émergences Loue vasque et Loue canal (y-a-t-il une compartimentation du système karstique de la source de la Loue ?), et les temps de transfert.

4.2. JAUGEAGES DIFFERENTIELS

4.2.1. Analyse Débit-Débit des tronçons (données Brgm et DREAL 2021-2022)

La Figure 20 présente en fonction du point kilométrique amont des différents cours d'eau les valeurs absolues de débits corrigés des campagnes de basses eaux en septembre 2021 et hautes eaux en janvier 2022 (campagnes BRGM), en y intégrant les incertitudes de mesures. Les données par tronçon sont cartographiées sur les Figure 21 et Figure 22 qui présentent respectivement les valeurs absolues ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) et les valeurs rapportées au linéaire par tronçon ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-1}$) afin de pouvoir comparer l'intensité des apports et pertes entre tronçons. Sur les 2 cartes, la couleur à l'intérieur du tronçon représente les valeurs de basses eaux, et la couleur à l'extérieur celles de hautes eaux. La carte synthétisant les débits différentiels de la campagne réalisée par la DREAL est disponible en Figure 23.

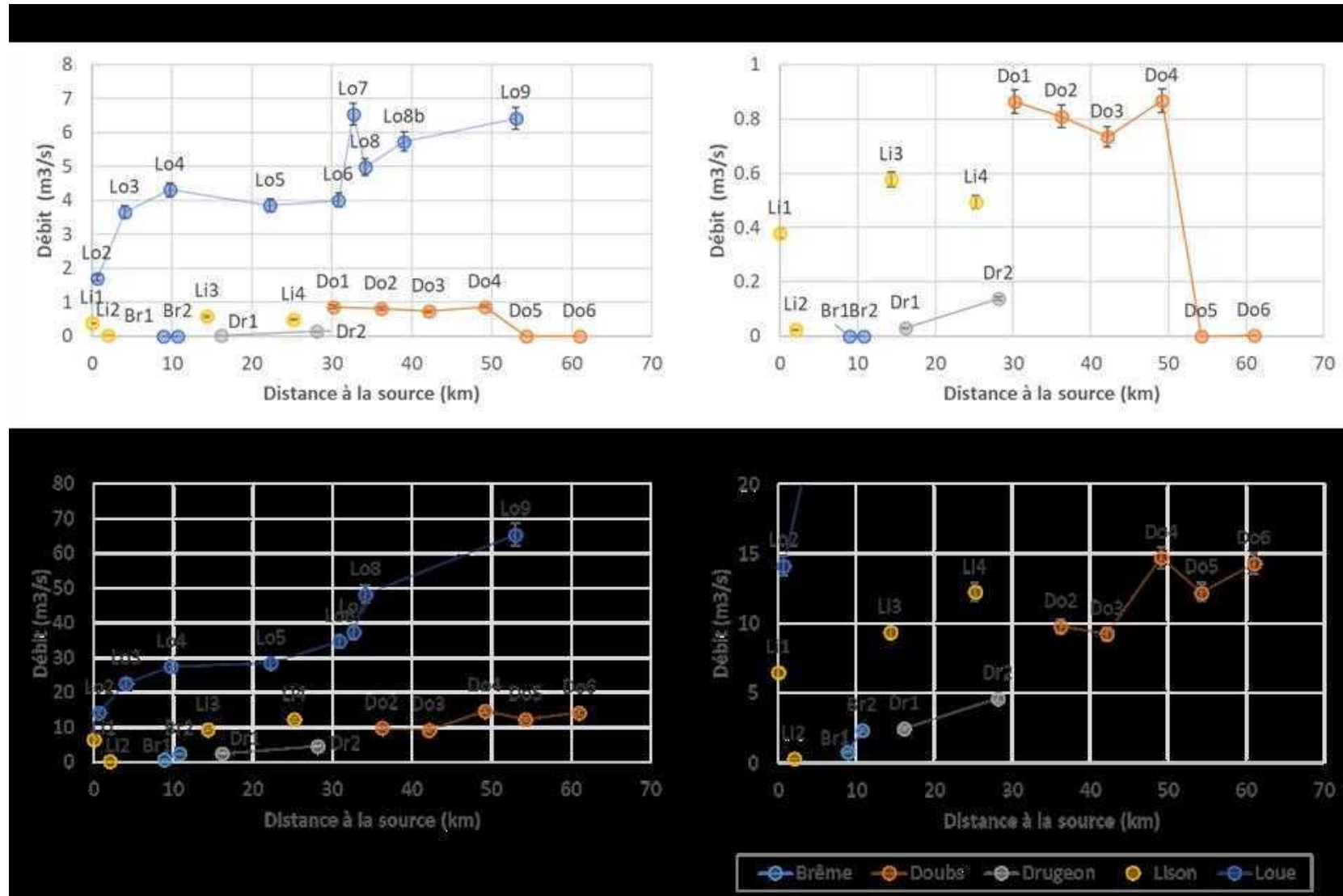


Figure 20 : Débits en fonction de la distance à la source des cours d'eau, campagnes BRGM, en basses eaux 9/2022 (a et b) et hautes eaux 01/2021(c et d) ; à noter que la source de la Loue est représentée par Lo2 au niveau du barrage EDF, et que Do1 n'a pas été jaugé en hautes eaux.

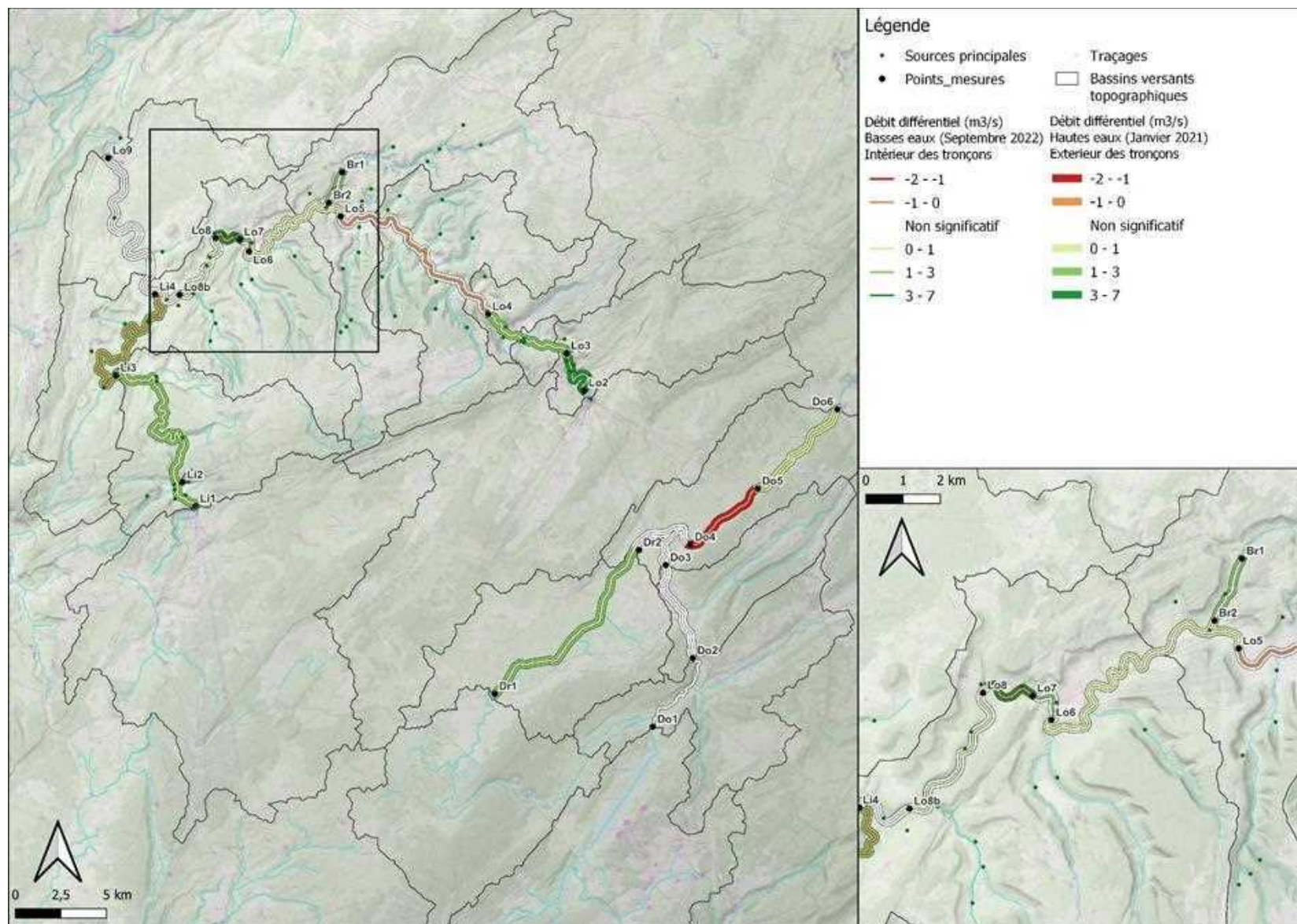


Figure 21 : Carte des débits différentiels par tronçon (valeurs absolues) pour les campagnes BRGM de basses et hautes eaux.

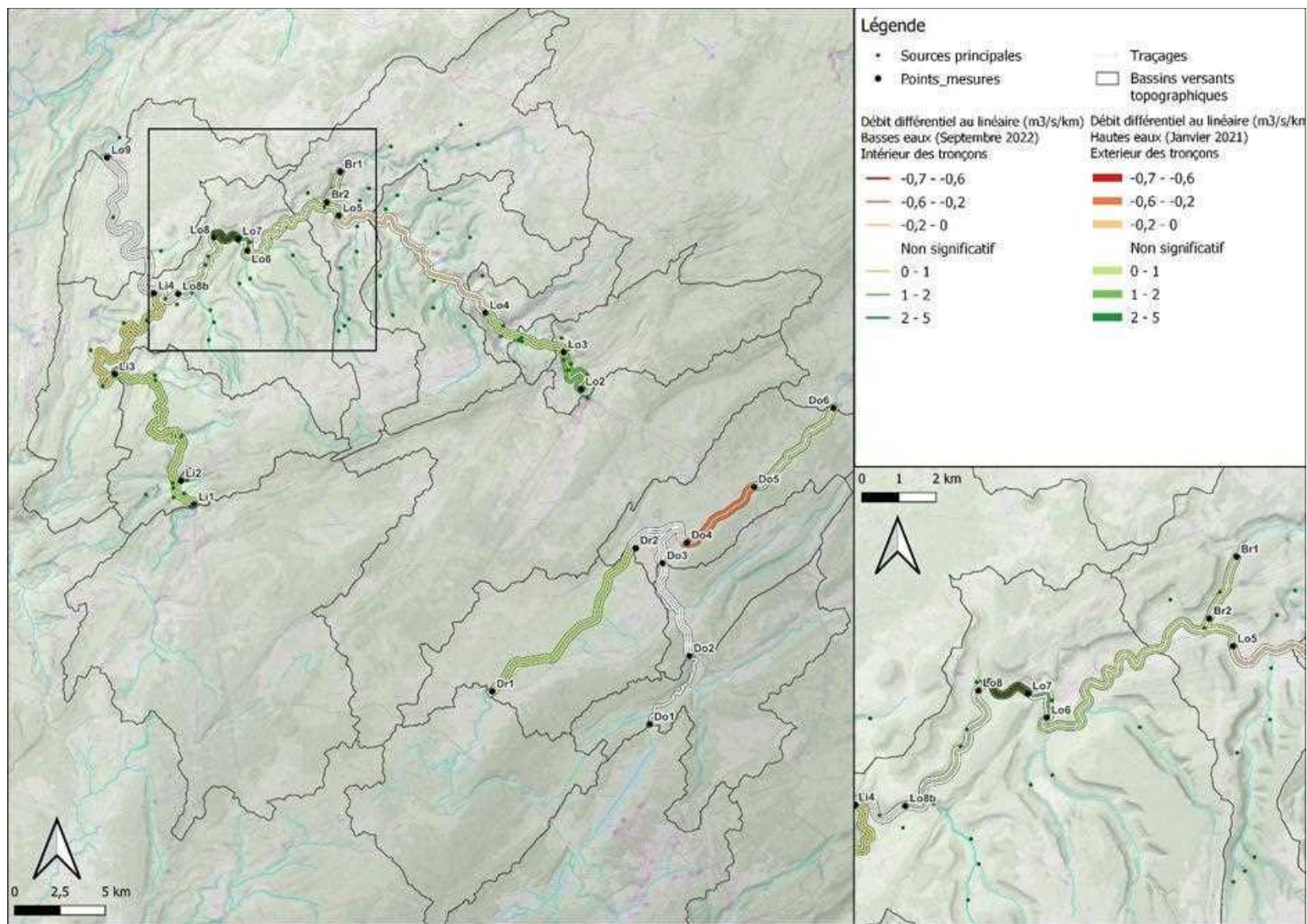


Figure 22 : Carte des débits différentiels rapportés au linéaire du tronçon pour les campagnes BRGM de basses et hautes eaux.

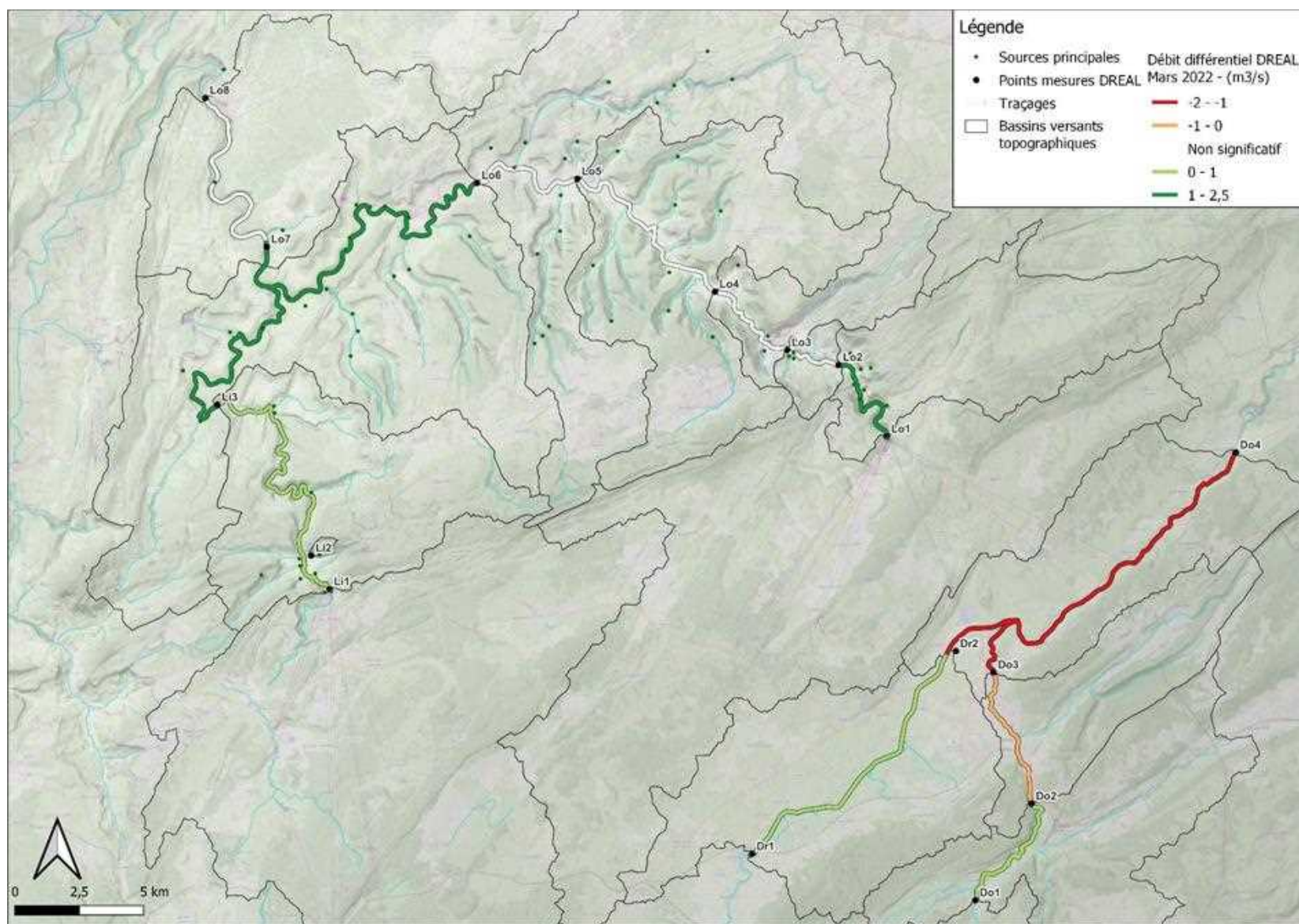


Figure 23 : Carte des débits différentiels de la campagne DREAL de 23 mars 2022.

Les résultats présentés sont analysés par cours d'eau. Pour rappel, les pertes et apports sont quantifiés en tenant compte de l'incertitude sur les mesures de débits (estimée à 5% - §3.1.1), c'est-à-dire que la valeur calculée des échanges est celle minimisée par l'incertitude des données de débits amont et aval. L'absence d'échanges significatifs peut en réalité signifier

- L'existence de flux dont le débit est inférieur à cette incertitude ;
- Des flux de pertes et d'apport qui se compensent sur un tronçon donné.

a) *Le Doubs*

Oye-et-Pallet → Cluse-et-Mijoux (Do1→Do2). Les débits différentiels calculés entre les 2 stations hydrométriques DREAL n'indiquent pas d'échanges significatifs lors de la campagne de basses eaux BRGM. Par contre, des apports de l'ordre de 430 L/s sont notés lors de la campagne de moyennes eaux DREAL. DO1 n'ayant pas été estimé en hautes eaux BRGM, il n'est pas possible de chiffrer d'éventuels apports ou pertes lors de cette campagne.

Cluse-et-Mijoux → Doubs (Do2→Do3). Il n'y a pas d'échanges significatifs estimés lors des 2 campagnes BRGM. Par contre, la campagne DREAL montre des pertes de l'ordre de 65 L/s sur ce tronçon. En accord avec les travaux historiques indiquant l'existence de pertes sur ce tronçon, on peut alors supposer que lors des campagnes BRGM, les pertes du Doubs sont dans une gamme proche de l'incertitude de la mesure des débits, soit < 40 L/s en basses eaux et < 500 L/s en hautes eaux. **Ces pertes sont une part minoritaire - mais non négligeable - de l'ensemble des pertes connues sur la zone en déficit entre Cluse et Mijoux et Arçon ; pour rappel, ces pertes peuvent atteindre au total plusieurs m³/s.**

Rivière Drugeon → Vuillecin (Dr1→Dr2). Le tronçon du Drugeon est en apport pour les 2 campagnes BRGM et la campagne DREAL, avec des flux de l'ordre de 150 L/s/km en hautes eaux.

Doubs + Vuillecin → Arçon (Do3+Dr2→Do4). La zone de la confluence Drugeon-Doubs ne montre pas d'échanges significatifs sur les 2 campagnes BRGM. Cela est cohérent avec les résultats de Chauve (2006) qui à partir de jaugeages différentiels montre une absence de pertes sur ce secteur.

Arçon → Maison du Bois (Do4→Do5). Le tronçon connu des pertes du Doubs en aval de Pontarlier jusqu'à Maison du Bois est bien détecté lors des 2 campagnes de basses et hautes eaux du BRGM et la campagne de la DREAL. On peut noter la présence de pertes totales au niveau de Maison-du-Bois (Do5) en basses eaux notamment, avec une intensité d'environ 200 L/s/km. Lors de la campagne basses eaux BRGM, plus de 850L/s sont donc totalement infiltrés. Lors de périodes de hautes eaux, avec des écoulements supérieurs à ceux observés lors de la campagne BRGM, il n'est pas impossible que ce tronçon soit émissif.

Maison du Bois → Ville-du-Pont (Do5→Do6). Il est intéressant de noter que le tronçon aval à Maison du Bois jusqu'à Ville-du-Pont est sans échange en BE et en apport en HE pour les campagnes BRGM, indiquant que les pertes du Doubs sont bien localisées entre la confluence du Drugeon et du Doubs (Do2 & Do3) et Maison du Bois (Do4-Do5). Cela est cohérent avec les résultats de Chauve (2006) à partir de jaugeages différentiels qui indique une zone de faible perméabilité sur ce tronçon le plus aval. Il faut toutefois noter que ce tronçon est une zone de pertes, connectée avec le Doubs plus en aval à Ville-du-Pont (défilé d'Enteroche, Cabinet Reilé, 2018a). Cependant, elles ne sont pas quantifiables lors de la campagne de basses eaux du BRGM, simplement dû au fait qu'il y avait un assec à la station amont du tronçon (Do5).

b) Le Lison

Nans+Verneau → Myon (Li1+Li2→Li3). Le tronçon amont du Lison reçoit les eaux de la source du Verneau (Li2), dont les débits ont été pris en compte pour le calcul des débits différentiels. Ce tronçon est en apport lors des trois campagnes (2 BRGM + DREAL), pouvant atteindre $1,75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en hautes eaux. **Ces apports peuvent s'expliquer par l'arrivée des sources, biefs et ruisseaux présents le long de ce tronçon, et notamment la source de Gyps, et le bief du Four en basses eaux.** On notera toutefois l'existence de pertes identifiées par traçage depuis le Lison en amont de l'affluent du Goële (restitution à la source de Vira – Bois des Serpents, en rive gauche de la Loue en amont de sa confluence avec le Lison).

Myon → confluence Loue (Li3→Li4). Le secteur aval du Lison a un fonctionnement en légères pertes en basses eaux (-5% du débit amont à Myon, correspondant à quelques L/s/km) et en apports en hautes eaux (15% du débit du Lison) lors des campagnes BRGM. La zone de perte est corroborée par un relevé du Cabinet Reilé (2005) qui indique un traçage en rive gauche du lit mineur (3/09/1999 – traçage non référencé dans la BD traçage DREAL) en amont de la confluence avec le ruisseau de la Goulue vers la Fontaine des Dames (rive gauche de la Loue en aval de sa confluence avec le Lison).

c) La Brême

Amont puits de la Brême → confluence Loue (Br1→Br2). La campagne de basses eaux indique un secteur de la Brême en assec à cette période. **En hautes eaux, les apports principalement issus du Puits de la Brême représentent près de 60% du débit du cours d'eau avant la confluence avec la Loue**, sachant que le débit total de la Brême représente 3,5% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon. Le puits de la Brême, qui fait partie du système Brême-Maine-Ecoutôt, est un inversac, qui fonctionne en apport lorsque les niveaux d'eau y sont supérieurs à 330.5 m NGF, contribuant significativement à ces écoulements de surface.

d) La Loue

Pour cette rivière, seules les campagnes du BRGM (janvier 2021 et septembre 2022) sont interprétées en raison d'une plus grande densité de points de mesure sur la Loue.

Ouhans aval barrage EDF → aval résurgence Baume Archée (Lo2→Lo3). Le tronçon des gorges de Nouailles récolte les eaux de plusieurs sources (Moulin Miguet, grotte de Nouailles, Pontet, Baume Archée, Baume du rocher) et du ruisseau de Syratu. **Ce secteur est donc en apport lors des deux campagnes et représente 26% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon en basses eaux et 10% en hautes eaux. Ce secteur draine le faisceau salinois et présente les plus forts apports par kilomètre sur la Loue en hautes eaux (près de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$).**

Aval Baume Archée – Vuillafans (Lo3→Lo4). Ce tronçon draine les eaux du ruisseau Petit Mont et des sources de la Tuffière, du Gouron, du Bief Poutot, de la Grande Baume, du Grand Bief et de la Truite d'Or à Lods. Les apports en basses eaux et hautes eaux sont relativement similaires, correspondant à respectivement 4% et 3% du débit à Chenecey-Buillon.

Vuillafans → Aval Ornans (Lo4→Lo5). Ce tronçon est au cœur de la reculée de la Loue et encadre Ornans, sur un linéaire qui court sur les calcaires du Jurassique moyen (les marnes oxfordiennes étant incisées au niveau du lit de la Loue), masqué en grande partie par les alluvions. Il est alimenté par de petits affluents intermittents (ruisseau de Bonneille, ruisseau de Norvaux) qui se sont développés en partie sur les marnes oxfordiennes affleurantes en bas de versant. **Les débits différentiels montrent des pertes en basses eaux d'environ 50 L/s vers le réservoir du Dogger**, représentant environ 1% du débit de la Loue à Vuillafans (Lo4). Ces pertes représentent 1.5 fois le débit spécifique unitaire du secteur (35 L/s/km^2 ; cf. Charlier, 2019

- BRGM/RP-69534-FR), et participent à la recharge du réservoir karstique du Bathonien. **Les échanges en hautes eaux ne sont pas significatifs. Il est à noter que cela correspond à un étiage de hautes eaux et pas à une période de crue qui aurait été plus favorable à des apports par les cours d'eau latéraux en regard des débits amont depuis Vuillafans.** Ces pertes semblent recharger un réservoir situé à grande profondeur. En effet, l'existence d'une zone non saturée épaisse dans ce secteur est attestée par un forage profond à Lods resté sec jusqu'à 200m (forage rebouché). **On peut donc considérer que sur ce secteur aval à Vuillafans, la Loue est 'perchée' - c'est à dire non connectée à une zone noyée – rechargeant un aquifère de grande profondeur dans le Dogger.**

Aval Ornans+Brême → Amont source du Maine (Lo5+Br2→Lo6). Le tronçon reçoit les eaux des ruisseaux de Valbois, de la Mée, de Norvaux et de la source Noire. Il montre **l'absence d'échanges significatifs en basses eaux et un faible apport en hautes eaux** (<1% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon) non lié à la Brême (prise en compte dans le calcul du débit différentiel).

Tronçon de la source du Maine (Lo6→Lo7). Le tronçon encadre l'arrivée des émergences de la source du Maine, qui est l'exutoire majeur du système Brême-Maine-Ecoutôt. En basses eaux, **l'apport de 2,0 m³.s⁻¹ représente 31% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon, plaçant la source du Maine comme deuxième contributeur après la source de la Loue** (2.2 m³.s⁻¹ à Lo2), et devant la source du Lison (0.38 m³/s).

Tronçon de la source de l'Ecoutôt (Lo7→Lo8). En basses eaux, ce court tronçon de 1.5 km environ présente des pertes de 0.9 m³/s, soit les plus fortes pertes par mètre linéaire de la zone d'étude (de l'ordre de 700 L.s⁻¹.km⁻¹). Il court sur le Jurassique moyen (Figure 24) connu pour être infiltrant sur un autre tronçon en amont, le tronçon Vuillafans-Ornans (Lo4 - Lo5). Cependant, les pertes par mètre linéaire du tronçon de l'Ecoutôt correspondent à une intensité i) 20 fois supérieure à celles de Vuillafans-Ornans, et ii) et sont du même ordre de grandeur que les pertes observées au même moment sur le Doubs (Do4 – Do5) en basses eaux. En plus de traverser le Bathonien, la Loue recoupe de grandes failles NNE-SSO (graben localisé entre le 2 sources du Maine et de l'Ecoutôt - Figure 24) qui sont également des pistes d'explication de l'importance des pertes. **Ce tronçon est également celui qui présente le plus fort contraste de fonctionnement entre des pertes dans le lit mineur en basses eaux et des apports de la source de l'Ecoutôt et autres arrivées d'eau de 4.4 m³.s⁻¹.km⁻¹ en hautes eaux.** Le devenir de ces pertes n'est pas connu ; il pourrait être associé à une recharge du Dogger en profondeur, comme pour le tronçon aval à Vuillafans. Ces résultats non attendus sont cependant à prendre avec précaution et devront être confirmés par une campagne de jaugeage complémentaire, afin de conforter les résultats obtenus dans le cadre de cette étude.



Figure 24 : Secteur de la Loue autour des sources du Maine et Ecoutôt ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tiret violet

Aval source de l'Ecoutôt → amont confluence Lison (Lo8→Lo8b ; basses eaux uniquement). Le jaugeage au niveau du point Lo8b n'a pas été effectué lors de la campagne de hautes eaux en raison des conditions (non praticable). Ce tronçon Lo8-Lo8b draine quelques ruisseaux et sources dont les plus importants sont le ruisseau de Malans et la résurgence de Vira. **En basses eaux, l'apport de $0,22 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ représente 3,4% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon.**

Aval source de l'Ecoutôt → Chenecey-Buillon (Lo8→Lo9). En basses et hautes eaux, le tronçon le plus aval (Lo8-Lo9) ne montre pas d'échanges latéraux significatifs, en tenant compte de la compensation des apports issus du Lison. Compte tenu de l'existence de sources en rive gauche (Vira, Fontaine des Dames, Buillon) ou rive droite (Froidière, Forges), l'absence d'apports significatifs indique que les débits cumulés de ces arrivées d'eau sont compensés par des pertes ou sont alors plus faibles que l'incertitude sur les débits, soit environ 300 L/s en basses eaux et $3.0 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en hautes eaux.

4.2.2. Contribution des affluents et des sources (données 1998-1999, Cabinet Reilé)

Cette section valorise les données issues de l'étude du Cabinet Reilé (1999) qui a permis de caractériser l'ensemble des débits des arrivées d'eau à la Loue lors de 2 campagnes : basses eaux (juillet 1998) et en crue (février 1999). Les arrivées d'eau sont classées en Eaux souterraines (ESO) pour les sources et en eaux de surface (ESU) pour les écoulements issus de ruisseaux et affluents, dépourvus de sources importantes.

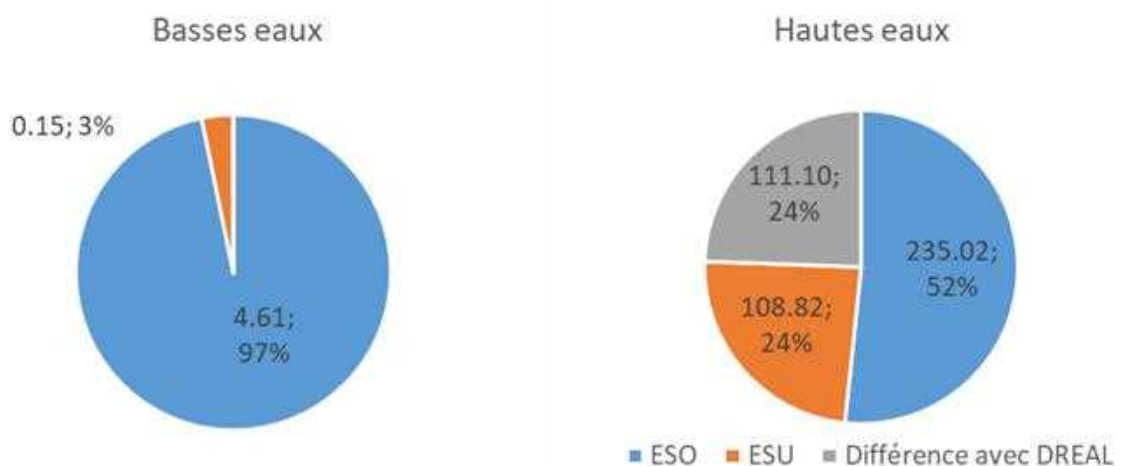


Figure 25 : Débit cumulé (m³/s) et part relative (%) des arrivées d'eau des données Cabinet Reilé (1998-1999) en basses et hautes eaux, différenciant les eaux souterraines (ESO), les eaux de surface (ESU) issues des ruisseaux et affluents à la Loue, et précisant la différence avec le débit à la station DREAL de Chenecey-Buillon.

Un premier travail a été de restituer l'ensemble des données mesurées au regard des flux observés à la station hydrométrique DREAL de Chenecey-Buillon. Les résultats de la Figure 25 montrent qu'en basses eaux, l'ensemble des flux mesurés sur les arrivées d'eau explique la quasi-totalité du débit de 4.61 m³/s à Chenecey-Buillon. En hautes eaux, il existe par contre une forte différence avec environ ¼ des débits de Chenecey-Buillon non expliqués par les mesures réalisées. Cette différence en hautes-eaux peut s'expliquer en partie par des incertitudes plus importantes sur l'évaluation des débits en crue. Cependant **l'hypothèse la plus significative pour expliquer cette différence est la contribution de nouveaux apports temporaires non caractérisés lors de la campagne en crue en lien avec un ruissellement plus important et la mise en charge de certains systèmes par l'activation de trop plein notamment (apport directement dans le lit des rivières, ruisseaux temporaires, zones de suintement, résurgence temporaire...)**. Les 2 stations de contrôle de la DREAL sur la Loue indiquent que cette différence est localisée entre la station de Vuillafans et de Chenecey-Buillon (environ 85 m³/s - Figure 26).

Un autre enseignement de la Figure 25 est la très faible contribution des eaux de surface au débit de la Loue en basses eaux (3%), alors qu'un grand nombre de ruisseaux et affluents ont été jaugés. En observant une augmentation à 24% de ce type d'écoulements en hautes eaux, ces données montrent toutefois la prépondérance des écoulements souterrains, même en crue. Ainsi, les écoulements de surface issus de ruisseaux dépourvus de sources importantes contribuent de manière minoritaire aux écoulements de la Loue à Chenecey-Buillon.

L'analyse sur un profil en long des débits cumulés des arrivées d'eau (Figure 26) permet de mieux appréhender la variabilité spatiale des contributions des aquifères, également représentées dans les camemberts de la Figure 27.

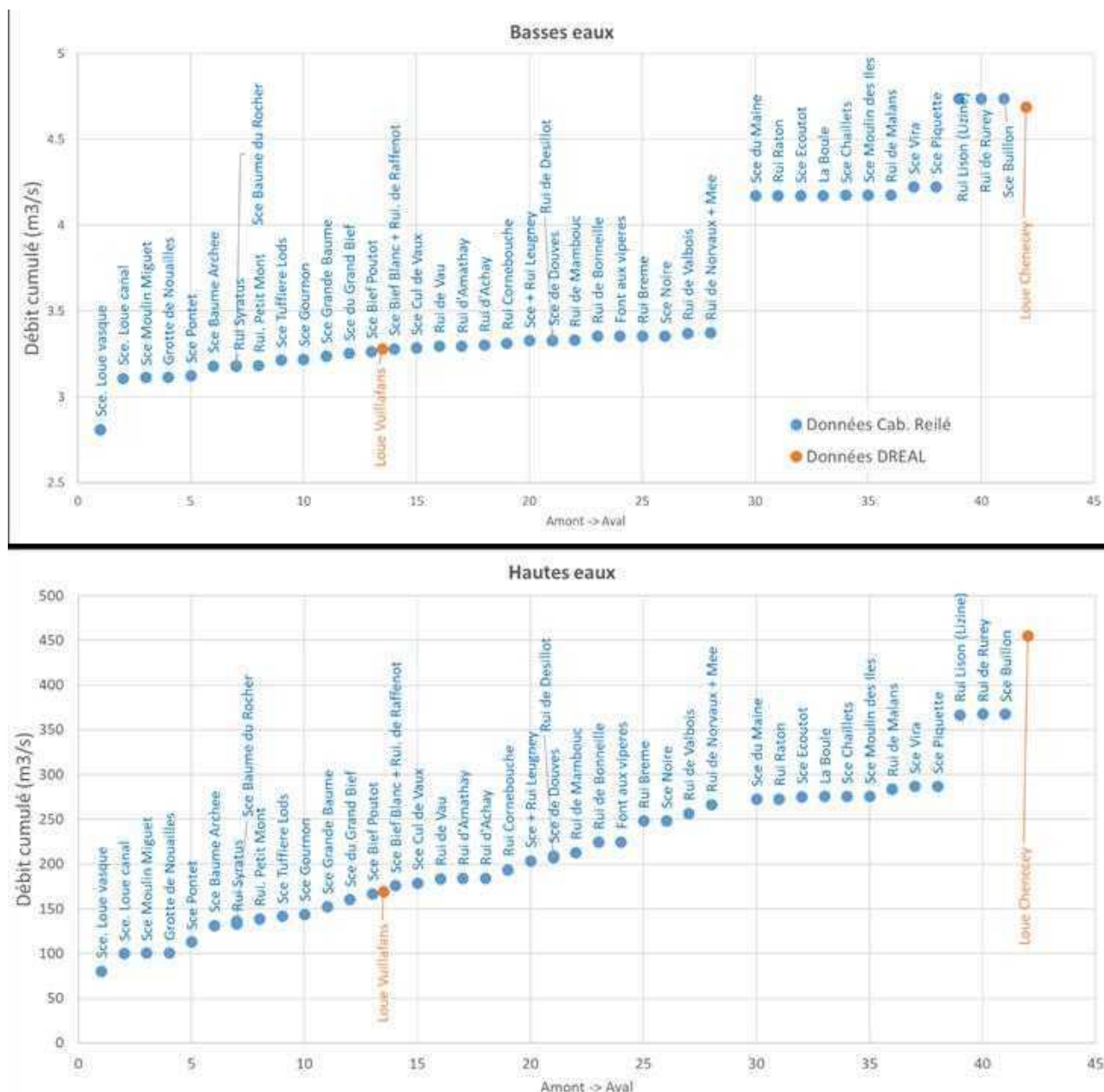


Figure 26 : Débits cumulés des arrivées d'eau (sources et affluents) à la Loue en basses (07/1998) et hautes (02/1999) eaux ; les débits de la Loue à Vaillafans et à Chenecey-Buillon sont également indiqués.

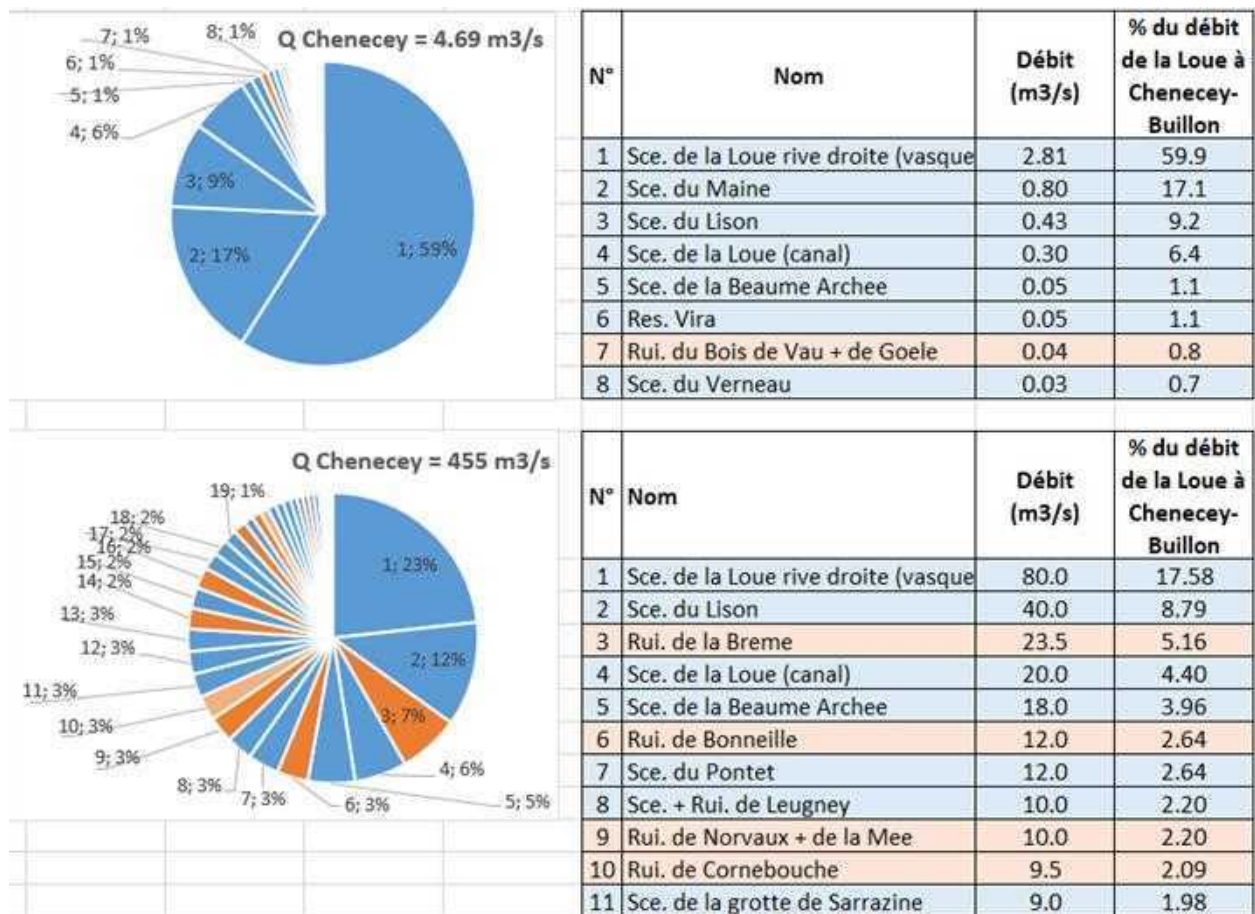


Figure 27 : Part relative au débit total des sources et affluents de la Loue et du Lison en basses eaux (07/1998 – graphique du haut) et hautes eaux (02/1999 – graphique du bas)

En basses eaux, les 4 principaux systèmes des sources de la Loue, sources du Maine et Lison contrôlent plus de 90% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon (Figure 27). Les émergences de la source de la Loue contrôlent à elles seules 66% du débit : Loue vasque ($2.81 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ - débit corrigé) et Loue canal ($0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ – débit non corrigé au vu de la section idoine pour jauger ; la station DREAL affiche un débit autour de $0.8 \text{ m}^3/\text{s}$). Suivent la source du Maine ($0.80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et la source du Lison ($0.43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) qui contribuent respectivement à 17 et 9%.

En hautes eaux, on peut noter une répartition plus progressive des différents apports, avec principalement les contributions des sources Loue vasque et canal qui apportent à elles deux entre 20 et 25% du débit de Chenecey-Buillon avec un total de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ (notons que cette valeur de débit de crue fournie par le Cabinet Reilé est très probablement surestimée d'au moins $20 \text{ m}^3/\text{s}$ si l'on se base sur des données prenant en compte la chronique disponible à l'usine EDF de Mouthier⁹), du Lison qui apporte près de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ avec le trop-plein de la Sarrazine, soit 11 % du débit de la Loue à Chenecey-Buillon, puis de la Baume Archée, de la Brème.

⁹ l'usine EDF de Mouthier donne un débit turbiné au niveau du barrage en aval des sources et qui collecte l'ensemble des arrivées d'eau vasque, canal et griffons de $79 \text{ m}^3/\text{s}$ le 22/02/1999, ce qui implique un débit à la vasque compris dans une gamme de $45\text{-}60 \text{ m}^3/\text{s}$ en retirant au débit EDF le débit de Loue canal estimé par la DREAL à $18.5 \text{ m}^3/\text{s}$ ainsi que le débit des griffons (inconnu mais dans une gamme similaire à Loue canal)

Ces jaugeages apportent des éléments de compréhension sur certains systèmes non suivis en continu. **La source de la Baume Archée a une contribution relative à la Loue bien plus importante en hautes eaux qu'en basses eaux, indiquant que ce système possède une faible capacité de stockage.** Il faut toutefois considérer avec précaution les valeurs de jaugeage de la source au vu de la configuration de la zone d'émergence dans les éboulis qui reposent en rive gauche de la Loue.

La source du Maine présente un débit très important en étiage (0.8 m³/s), compris entre celui des sources de la Loue et du Lison. Cela confirme le fort potentiel capacitif de ce système d'envergure, et sa résilience lors des étiages. Et ce, de manière probablement plus importante que pour la source de la Loue qui bénéficie de l'alimentation des pertes du Doubs pour son soutien d'étiage. En crue, les valeurs fournies par le Cabinet Reilé n'indiquent pas une contribution aussi importante que les 2 sources de la Loue et du Lison. Cependant, il faut noter que la source du Maine est un des exutoires d'un système qui alimente également l'Écoutôt et le ruisseau de la Brême lors de l'inversac¹⁰ du Puits éponyme (contribution du Puits de la Brême estimée à 13 m³/s). **Ainsi l'ensemble des débits exportés par le système Brême-Maine-Écoutôt est estimé à environ 22 m³/s lors de la crue suivie en février 1999 soit près de 5% du débit à Chenecey-Buillon (3^{ème} rang avant Loue Canal notamment car le ruisseau de la Brême comptabilise le débit du puits éponyme - Figure 27).** On notera que la source de l'Écoutôt ne semble que peu contribuer au débit de la Loue en basses eaux, indiquant un apport essentiellement saisonnier en hiver.

Les ruisseaux situés en amont de la source du Maine (Cornebouche, Desillot, Mambouc, Bonneille) ont des débits relativement importants (quelques % du débit de la Loue) en hautes eaux alors qu'ils sont pour la plupart en assec en basses eaux. Développés sur des marnes de l'Oxfordien, ces cours d'eau drainent les eaux souterraines des calcaires du Jurassique supérieur du Plateau d'Ornans et les eaux de ruissellement sur les marnes.

4.2.3. Comparaison des jaugeages différentiels sur la Loue (BRGM, DREAL 2021/2022) et des sources et affluents (Cabinet Reilé 1998/1999)

Cette section a pour objectif de comparer les flux d'échanges latéraux (pertes et apports sur tronçons – campagnes Brgm-DREAL 2021-2022) avec les mesures directes des apports (sources et affluents – campagnes Cabinet Reilé 1998-1999). Trois conditions hydrologiques sont différenciées : nasses eaux, hautes eaux et crue.

La différence de gamme de débit entre les données BRGM et Cabinet Reilé pour des conditions hydrologiques proches (basses eaux, hautes eaux & crue) rend impossible une comparaison des valeurs absolues de débits (Tableau 1). Toutefois une comparaison relative des différents tronçons permet d'apporter des éléments de compréhension des échanges latéraux.

¹⁰ Inversac : phénomène hydrogéologique karstique lorsqu'une émergence voit ses écoulements s'inverser pour absorber les eaux superficielles et fonctionner temporairement comme une perte ; le Puits de la Brême fonctionne plus fréquemment en perte d'une partie des eaux du ruisseau de la Brême qu'en émergence (lorsque le système Maine-Écoutôt est en hautes eaux / crue)

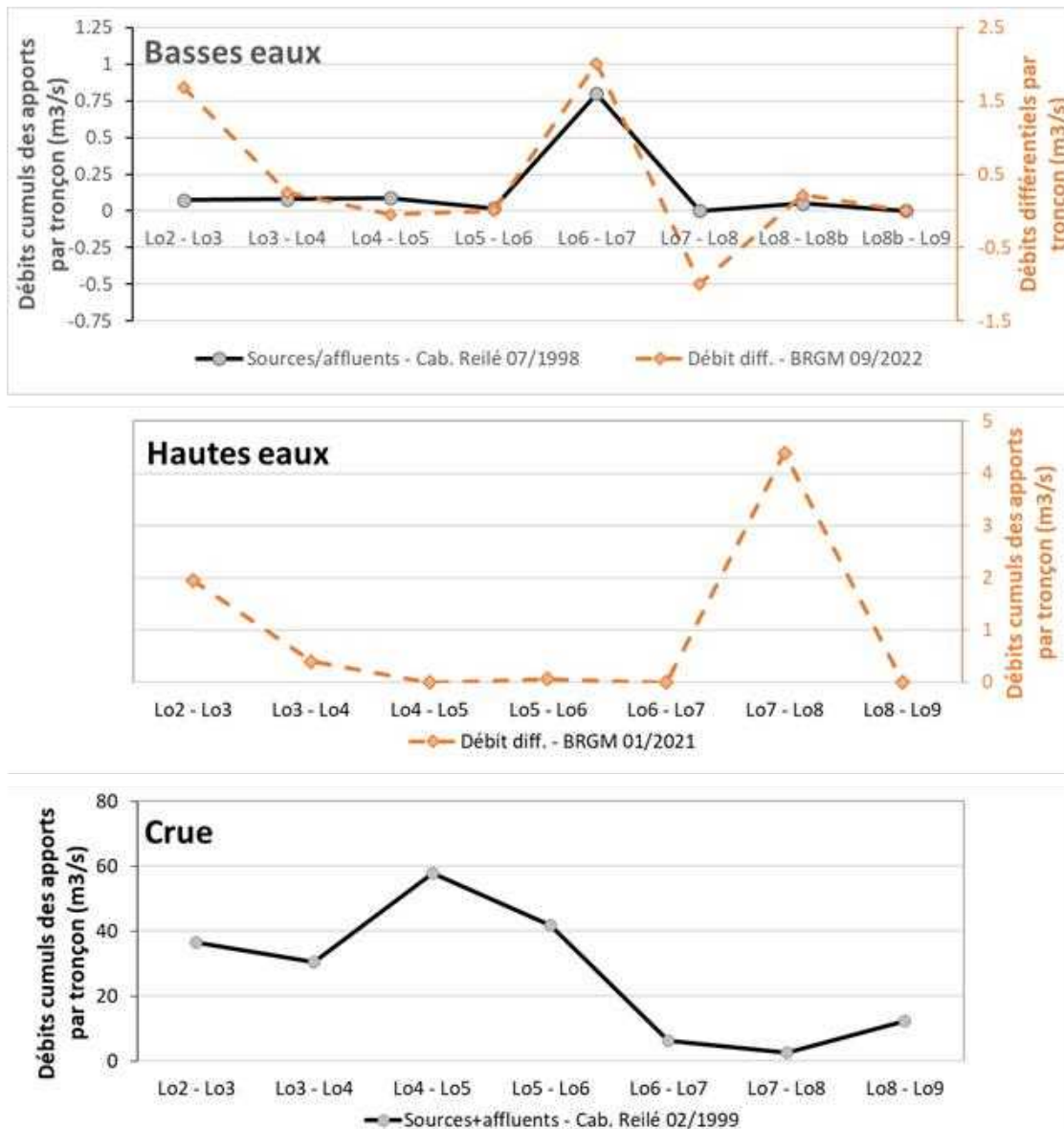


Figure 28 : Comparaison des débits cumulés des apports latéraux par tronçon (sources et affluents - données Cabinet Reilé) et des débits différentiels (données BRGM) pour les conditions de basses eaux (en haut), de hautes eaux (au centre), et de crue (en bas)

En basses eaux, un comparatif relatif des 2 suivis de juillet 1998 (Cabinet Reilé) et septembre 2022 (BRGM) sur la Figure 28 (en haut) montre une assez bonne correspondance des principales arrivées d'eau (courbe noire) et des tronçons avec de forts apports (tiretés oranges). La différence de niveau de débit est liée aux conditions d'étiage moins prononcées pour la campagne de septembre 2022 du BRGM. La différence sur les tronçons amont des gorges de Nouailles (Lo2-Lo4) est probablement le témoin d'une partie des débits des affluents qui n'a pas pu être mesurée lors de la campagne Cabinet Reilé (par exemple émergence diffuse dans les zones d'éboulis). Le tronçon comprenant la source du Maine (Lo6-Lo7) ressort très positivement dans les 2 campagnes ce qui confirme sa contribution majoritaire à la Loue en étiage. Les tronçons identifiés à perte par la campagne BRGM (Lo4-Lo5 et Lo7-Lo8) ne présentent pas d'apports significatifs ce qui montre que les pertes identifiées ne sont probablement pas sous-estimées et sont représentatives de la capture de la Loue par le milieu souterrain. Il en est de même pour les tronçons où aucun flux significatif n'a été caractérisé.

En hautes eaux (Figure 28 au centre), les données de la campagne différentielle confirment les apports principalement issus des gorges de Nouailles (Lo2 – Lo3 – Lo4) et de la zone Maine-Ecoutôt (avec des apports principalement issus du tronçon incluant l'Ecoutôt – Lo7 – Lo8).

En crue (Figure 28 en bas), les données cumulées des arrivées d'eau montrent - en plus des apports des gorges de Nouailles - un apport très important entre Vuillafans et l'amont de la confluence avec la Brême (tronçon Lo4 – Lo5), principalement lié aux ruisseaux de la reculée d'Ornans (Boneille, Leugney, Cornebouché et Raffenot), puis de la Brême (Lo6 - Lo7). Il est intéressant de voir la plus faible contribution de la zone aval (Lo7 – Lo8 & Lo8 – Lo9) à cette période de crue, en lien avec une plus faible densité d'affluents. **La différence entre la campagne de hautes eaux (BRGM 01/2021) et la campagne de crue (Cabinet Reilé 02/1999) est contrôlée par l'intensité du ruissellement et des apports par les cours d'eau superficiels**

4.3. INFORMATIONS APPORTEES PAR LA MINERALISATION DE L'EAU

4.3.1. Profils physico-chimiques

a) Campagnes d'acquisition en continu sur la Loue

Les profils en long de conductivité électrique issus de l'acquisition en continu par mesure directement depuis le cours d'eau de la Loue sont riches d'enseignement sur les interactions karst-rivière. La Figure 29 présente les données collectées lors des 2 campagnes de juin 2021, en moyennes eaux (21 m³/s à Chenecey-Buillon) et en octobre 2022 suite aux crues de reprise (14 m³/s à Chenecey-Buillon). Bien que les débits à Chenecey-Buillon soient proches entre les 2 campagnes, les conditions hydrologiques n'en sont pas moins contrastées. En effet, la campagne de juin 2021 fait suite à un printemps relativement arrosé après une période de hautes eaux, alors que la période d'octobre 2022 fait suite aux crues de reprise de cycle hydrologique, après une période de basses eaux.

Sur le profil de juin 2021 (orange sur Figure 29) centré autour d'une moyenne de 430 µS/cm, on observe des tronçons avec diminution progressive de la conductivité électrique correspondant à une précipitation de la calcite qui forme les encroûtements et dépôts en fond de rivière. On observe également 3 zones d'augmentation significative de la minéralisation de l'eau de la Loue à 20, 32 et 52 km du profil en aval de la source de la Loue :

- Une augmentation sur une courte distance (<1km) de 425 à 437 µS/cm lors de la traversée d'Ornans ; **cette augmentation a très probablement pour origine des apports issus de rejets anthropiques domestiques et/ou industriels ;**
- Une augmentation sur une courte distance (<1km) de 425 à 440 µS/cm suite à l'arrivée des eaux de la source du Maine dont la conductivité électrique est de 466 µS/cm ;
- Une augmentation progressive sur les 3 kilomètres aval de 425 à 440 sur le dernier tronçon de la Loue entre la Source Buillon et le village de Chenecey-Buillon. **Cette augmentation semble être engendrée par des apports diffus (augmentation moyenne de 9.5 µS/cm/km) car aucun apport significatif n'a pu être identifié lors des jaugeages différentiels (cf. 4.2).**

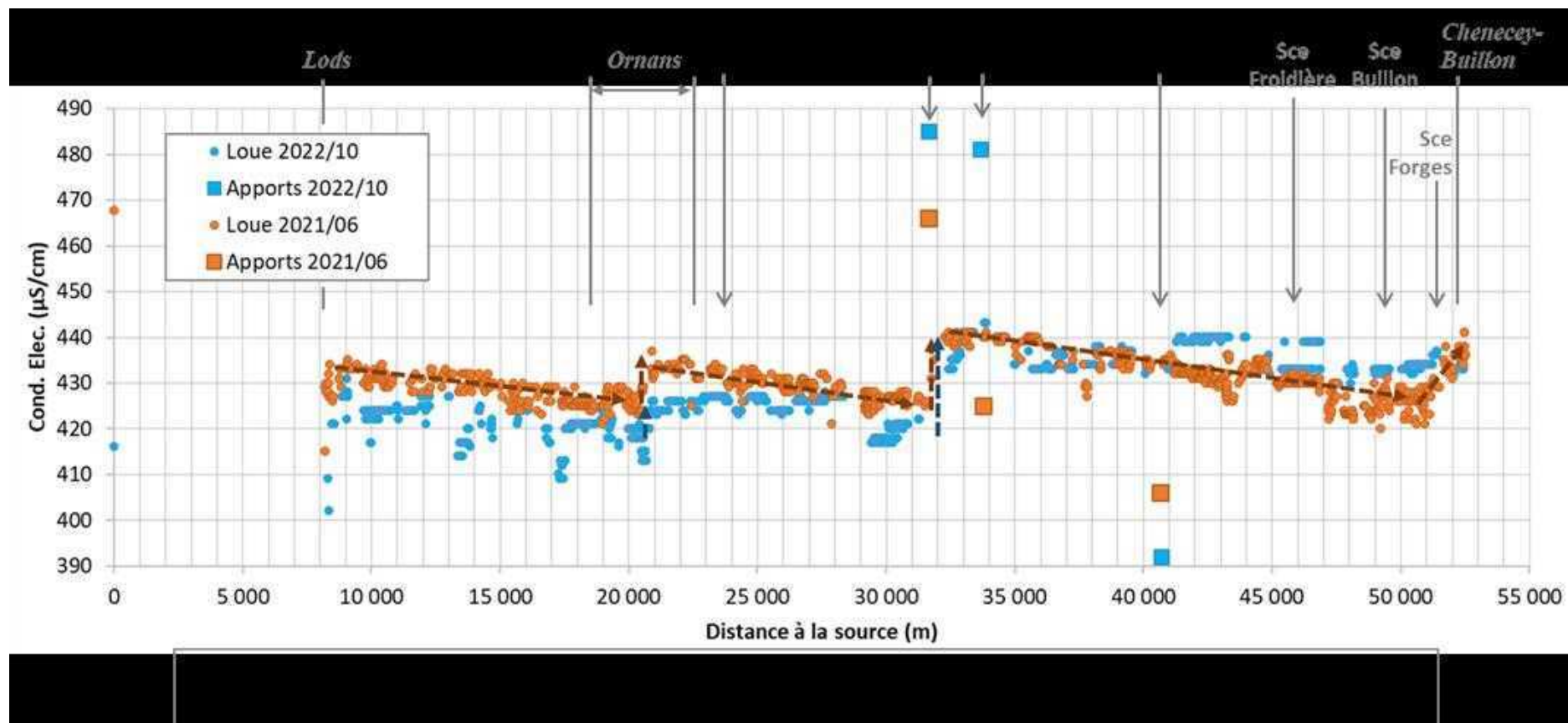
Il est intéressant de noter que l'augmentation du **tronçon le plus aval** ne peut être engendrée par les arrivées d'eau localisées des sources Buillon et des Forges qui comportent des débits négligeables au regard du débit de la Loue (21 m³/s). **On est donc en présence d'une zone de mélange des eaux de rivière avec des eaux souterraines qui minéralisent progressivement la Loue lors de la traversée de ce tronçon. L'interprétation est celle du recoupement d'une**

zone noyée plus minéralisée par la Loue sur ce dernier tronçon aval. Si l'on compare le différentiel de conductivité de la Loue avant et après la source du Maine et sur le dernier tronçon aval, on observe des gammes d'augmentation très similaires. Au vu de l'absence d'augmentation de débits sur ce tronçon lors des campagnes de jaugeage (pas d'échanges significatifs, cf. §4.2.1), il faut donc envisager des apports plus fortement minéralisés que la source du Maine et dans des gammes de débits de quelques centaines de L/s en étiage (gamme de l'incertitude de la mesure de débit de la Loue à Chenecey-Buillon).

Sur le profil d'octobre 2022 (bleu sur la Figure 29), la gamme de variation est identique, centrée autour de 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cependant, on note certaines différences. **La baisse progressive de minéralisation liée aux dépôts de calcite n'est pas notable, et on observe ponctuellement de brèves et faibles chutes de minéralisation entre 8 et 21 km entre Lods et Ornans, en lien avec des arrivées d'eau des ruisseaux latéraux.** Concernant les tronçons où on observe une augmentation sur le profil 2021, on note :

- Une légère augmentation du bruit de fond de 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ lors de la traversée d'Ornans, en lien probablement avec des rejets ;
- Une augmentation très similaire sur une courte distance (<1km) de 418 à 438 $\mu\text{S}/\text{cm}$ suite à l'arrivée des eaux de la source du Maine dont la conductivité électrique est de 485 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette augmentation est suivie par un soutien de la source de l'Écoutôt dont la minéralisation est comparable (481 $\mu\text{S}/\text{cm}$). L'augmentation plus progressive de la conductivité entre Maine et Écoutôt sur ce profil peut même laisser penser que des apports diffus existent sur ce secteur, mais cette hypothèse doit être consolidée par un nouveau suivi ;
- Une situation plus contrastée sur le tronçon le plus aval jusqu'à Chenecey-Buillon où il est constaté :
 - o Une légère diminution de conductivité en aval d'Écoutôt entre 35 et 41 km (confluence du Lison) ;
 - o Une augmentation de la conductivité entre 41 et 44 km proche de 440 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en aval de la confluence avec le Lison, et non expliquée par son apport plus faiblement minéralisé ; les apports issus des sources rive gauche de la Loue et drainant le bassin du Lison (Vira, Fontaine aux Dames) est à envisager ;
 - o Une zone de variations entre 430 et 440 $\mu\text{S}/\text{cm}$ où il est difficile de faire un lien avec les différents apports localisés.

Pour les 2 campagnes, il est à noter que l'arrivée du Lison avec des conductivités inférieures à la Loue (<410 $\mu\text{S}/\text{cm}$) ne perturbe pas du tout la minéralisation moyenne de la Loue. Cela est en lien avec les faibles débits du Lison à Myon (autour de 1.5 m^3/s pour les 2 campagnes) 10 à 14 fois plus faibles que la Loue. Le même phénomène est observé pour le ruisseau de la Brême.



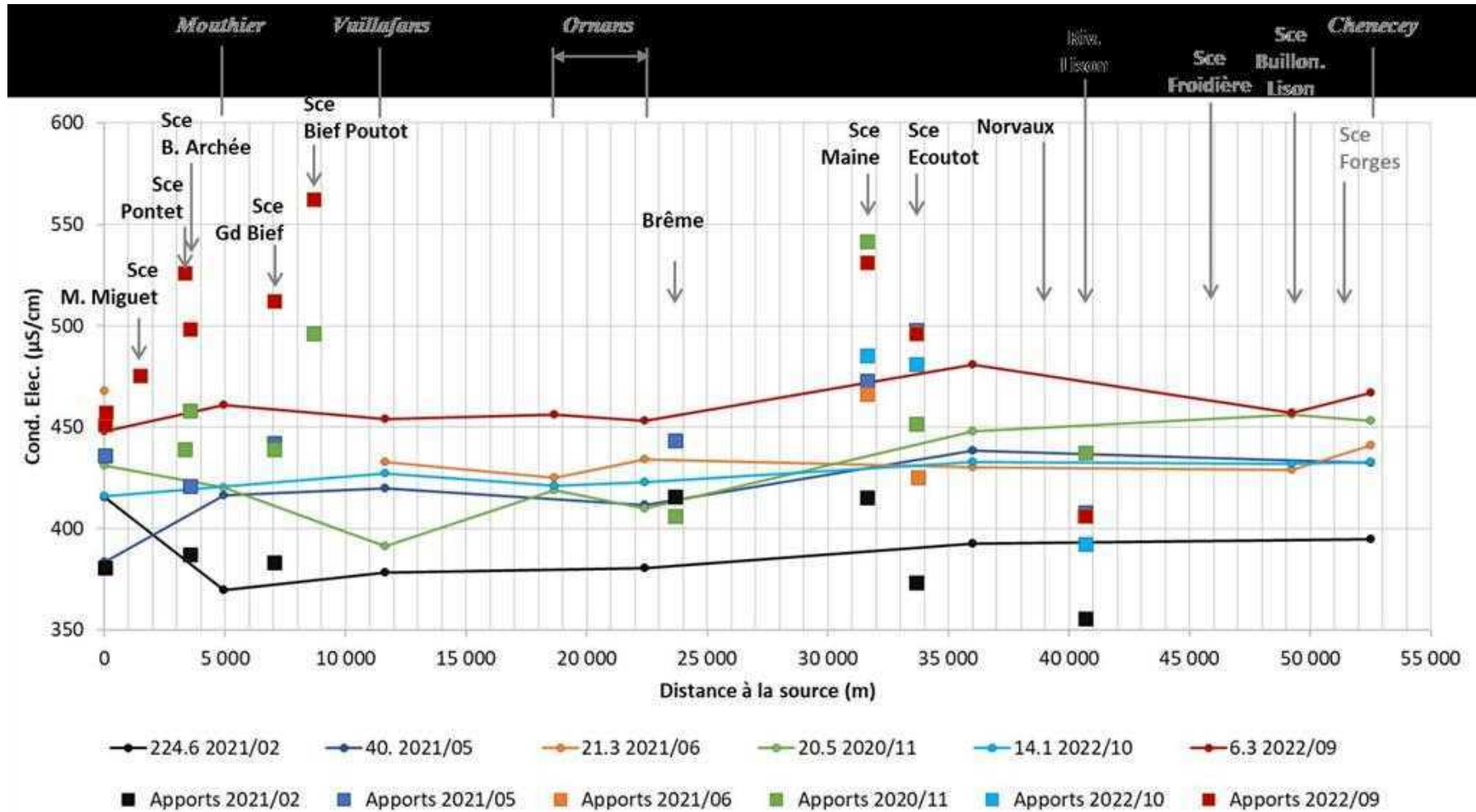


Figure 30 : Profils de conductivité électrique de la Loue issus des campagnes mensuelles en 2020/2021 et des campagnes de profil en long ; le chiffre donné avant la date est la valeur du débit de la Loue à Chenecey-Buillon ; les carrés représentent les valeurs pour les principales arrivées d'eau.

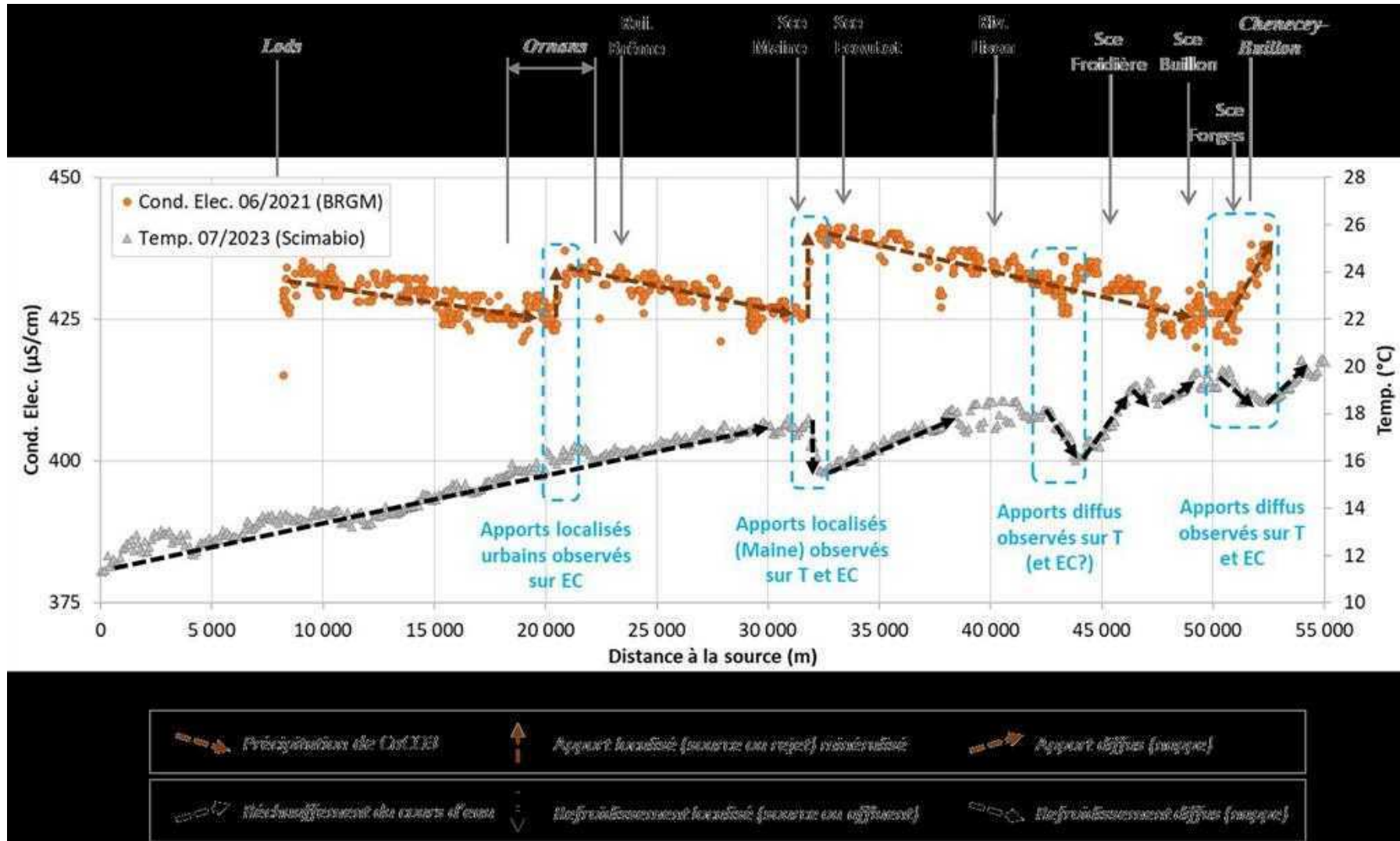


Figure 31 : Superposition des profils de conductivité électrique (juin 2021 – données BRGM) et de thermie (juillet 2023 – données Scimabio), illustrant les différents types d'apports localisés et diffus.

b) Comparaison avec les campagnes spatiales mensuelles

Les profils en long de conductivité électrique issus des mesures ponctuelles des campagnes mensuelles permettent de compléter l'analyse précédente et de discuter de la saisonnalité de la variation de la minéralisation. La Figure 30 présente les données issues de 6 campagnes pour diverses conditions hydrologiques. On observe les évolutions suivantes :

- basses eaux (rouge foncé 2022/09) : des valeurs centrées autour de 460 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une augmentation de la minéralisation sur le tronçon amont des gorges de Nouailles alimentées par les sources du Pontet et de la Baume Archée notamment (et ce, malgré les faibles débits de ces sources latérales en regard de celui de la source de la Loue), puis une augmentation liée aux arrivées du Maine, et une dernière augmentation sur le tronçon le plus aval ; moyennes eaux de printemps (orange 2021/06) : cf profil continu de la Figure 29 ;
- moyennes eaux pendant les crues de reprise (vert 2020/11) : des valeurs centrées autour de 425 sur l'amont puis 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sur l'aval, avec une diminution de la minéralisation sur le tronçon des gorges de Nouaille, le passage d'Ornans, puis une diminution sur le dernier tronçon aval ; moyennes eaux suite aux crues de reprise (bleu 2022/10) : cf profil continu de la Figure 29 ;
- hautes eaux de crue (noir 2021/02) : ce profil présente la minéralisation la plus faible, centrée autour de 375 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une forte diminution au passage des gorges de Nouailles, en lien avec de plus faibles conductivité des sources comparé à la source de la Loue, et des arrivées d'eaux de surface à proximité de Mouthier ; On observe une augmentation progressive de la minéralisation qui reste inférieure à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, même au passage du Maine qui de par son faible écart de minéralisation n'engendre que peu de variations.

Concernant le dernier tronçon aval au niveau de Chenecey, se marque une zone de mélange entre la Loue et des eaux souterraines pour les basses eaux et moyennes eaux de printemps. En reprise ou en hautes eaux, la différence de minéralisation et/ou les débits issus des eaux souterraines sont faibles et ne modifient pas la minéralisation de la Loue. Cela ne signifie pas qu'il n'y a pas d'interaction karst-rivière, mais que celle-ci est très probablement peu identifiable avec la conductivité électrique sur ces périodes.

c) Comparaison avec les données thermiques

Les profils de thermie issus des campagnes BRGM par navigation sont difficilement exploitables du fait du réchauffement de l'eau au cours de la journée (jusqu'à +4°C en juin 2021 par ex.) ; le biais d'acquisition nécessite un recalage par des sondes réparties le long du cours d'eau afin d'être exploitable. Cependant, une acquisition par Infra Rouge thermique (survol de la rivière) a été réalisée par le Scimabio en juillet 2023 (Scimabio, 2023), nous fournissant un profil thermique recalé qui peut être comparé aux données de minéralisation acquises dans le cadre du projet NUTRI-Karst. La Figure 31 présente une superposition des données de conductivité électrique de la campagne BRGM de juin 2021 (au cours de laquelle les différents types d'apports ont été le plus clairement identifiés) et avec celles de thermie issues de la campagne du Scimabio. On observe :

- des tronçons communs de réchauffement de l'eau et de diminution de la minéralisation lorsque les apports sont négligeables. C'est le cas du tronçon en amont d'Ornans par exemple.
- Des tronçons avec augmentation de minéralisation sans variation significative de la thermie. C'est le cas au niveau d'Ornans où les apports de minéralisation sont identifiés

comme des rejets urbains ou industriels, de faible débit pour ne pas faire varier la thermie mais avec une forte concentration.

- Des tronçons avec diminution de la thermie accompagnée d'une augmentation de la minéralisation. C'est le cas sur des variations brusques avec des apports localisés, comme pour la source du Maine. C'est également le cas pour des variations progressives soulignant les apports diffus. On note alors qu'en plus du tronçon proche de Chenecey – préalablement identifié, un autre tronçon entre la confluence Loue-Lison et la source de la Froidière serait potentiellement marqué par des apports diffus, identifiables par la thermie plus que par la minéralisation.

Les données de thermie viennent donc confirmer les interprétations réalisées à partir de la conductivité électrique seule. Et complètent l'analyse par l'identification d'une seconde zone potentielle d'apports diffus sur la secteur aval de la Loue.

4.3.2. Analyse des crues (thèse Le Mesnil, 2021)

a) Relations EC-Q à l'échelle des principales stations hydrométriques (bassins emboîtés)

La Figure 32 présente les valeurs moyennes annuelles et événementielles de la conductivité électrique à 25°C (EC) pour les stations de jaugeage de la Loue. La valeur moyenne de EC estimée pour chaque station est calculée à partir de la moyenne de EC horaire, pondérée par les valeurs de débit.

Les 4 stations hydrométriques de la Loue présentent entre elles des valeurs similaires pour l'EC annuelle et pour l'EC événementielle, de l'ordre de 350 et 400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, respectivement. Cette cohérence entre les stations est probablement liée à la présence de zones karstiques sur l'ensemble du bassin. Les valeurs de EC événementielles sont en moyenne plus élevées que les valeurs annuelles, indiquant une mobilisation dominante d'eau plus fortement minéralisée lors des crues. On peut toutefois noter une variabilité plus importante de valeurs en crue pour Nans-sous-Sainte-Anne et Chenecey-Buillon, à l'aval du bassin.

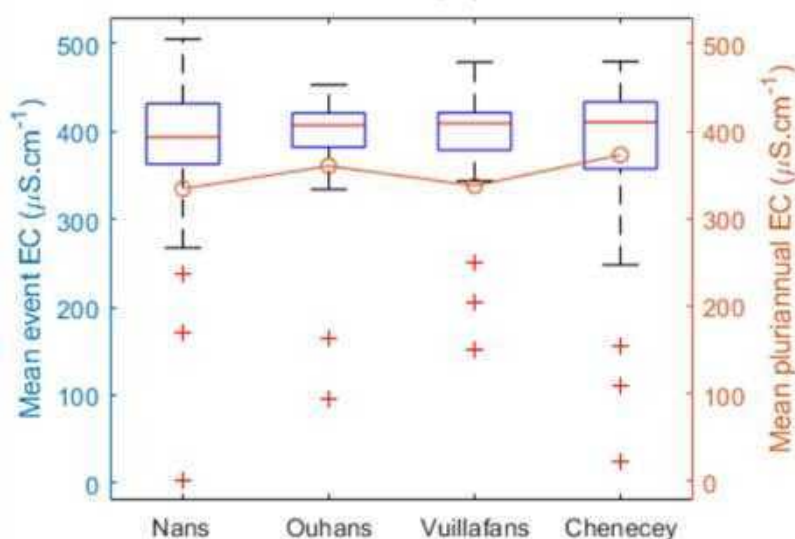


Figure 32 : Boîtes à moustache des valeurs de EC lors des événements de crue (les + représentent les outliers), et valeurs moyennes annuelles correspondantes (cercles) pour les 4 stations de Nans (source du Lison), d'Ouhans (source de la Loue), et de Vuillafans et Chenecey-Buillon sur la Loue

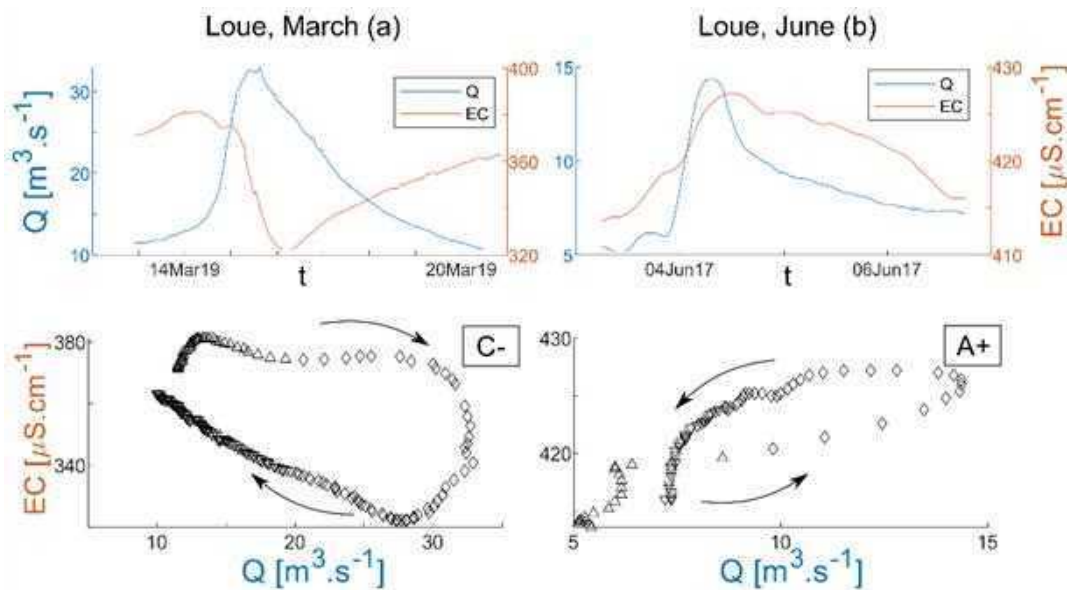


Figure 33 : Exemples de variations de EC et Q enregistrées lors d'événements pluvieux, avec les boucles EC-Q associées et leur classification. a : Nans, 14 Mars 2017; b : Ouhaus, 3 Juin 2017

La Figure 33 montre 2 exemples de variations de EC et Q enregistrées lors d'événements de crue, ainsi que les boucles EC-Q correspondantes (voir Figure 12 pour la classification). Ces exemples ont été choisis car ils sont représentatifs des variations EC et Q généralement observées. La Figure 33a montre un événement pluvieux associé à une chute de l'EC qui a lieu principalement après le pic de crue et conduit à une boucle de 'type C-' indiquant une contribution de l'eau événementielle (EW) qui se produit principalement à la fin du pic de crue et pendant la décrue. La Figure 33b montre que d'autres événements pluvieux sur le bassin versant de la Loue sont associés à une augmentation de l'EC, indiquant une mobilisation de l'eau pré-événementielle (PEW). Sur ce second événement pluvieux, les variations d'EC sont assez similaires aux variations de Q, conduisant à une boucle EC-Q aplatie. Néanmoins, les valeurs EC sont légèrement plus élevées sur la branche descendante, conduisant à une boucle de 'type A+' identifiable.

La Figure 34a montre la distribution saisonnière des valeurs de pente (s) sur les 4 stations. Toutes les stations présentent un schéma similaire de variation saisonnière, avec des pentes négatives ou faibles en hiver (novembre à mars) et au printemps (avril à mai), et des valeurs positives en été (juin à août) et en automne (septembre à octobre). De juin à octobre, la variabilité de la pente est plus élevée. De plus, les valeurs absolues de pente sont en moyenne plus faibles à la station de Chenecey-Buillon (s généralement <1), ce qui est lié à des contrastes plus faibles entre minéralisation initiale et pic de minéralisation lors des crues du fait d'une minéralisation moyenne de la Loue plus élevée (cf Figure 32).

La Figure 34c montre la distribution des indices d'hystérésis (HI, qui fournit des informations à la fois sur la direction de la boucle EC-Q et sur son amplitude ; cf. Figure 127) en fonction des saisons sur les stations du bassin versant de la Loue. Les stations présentent principalement des valeurs de HI positives en hiver et au printemps, et des valeurs de HI négatives en été et en automne. Cela correspond à respectivement des boucles EC-Q horaires et anti-horaires.

Analysées en parallèle des valeurs de pente (voir Figure 34a), ces boucles montrent qu'en hiver et au printemps, la contribution dominante aux crues est de l'eau événementielle EW (composante liée à l'infiltration rapide des pluies), avec une contribution mineure d'eau pré-événementielle PEW (composante de la zone noyée du karst ou de l'infiltration lente

au sein de la zone non saturée) au début des événements pluvieux. En été et en automne, la contribution dominante est PEW, avec une contribution mineure de EW ou de PEW légèrement minéralisée au début des épisodes de crue.

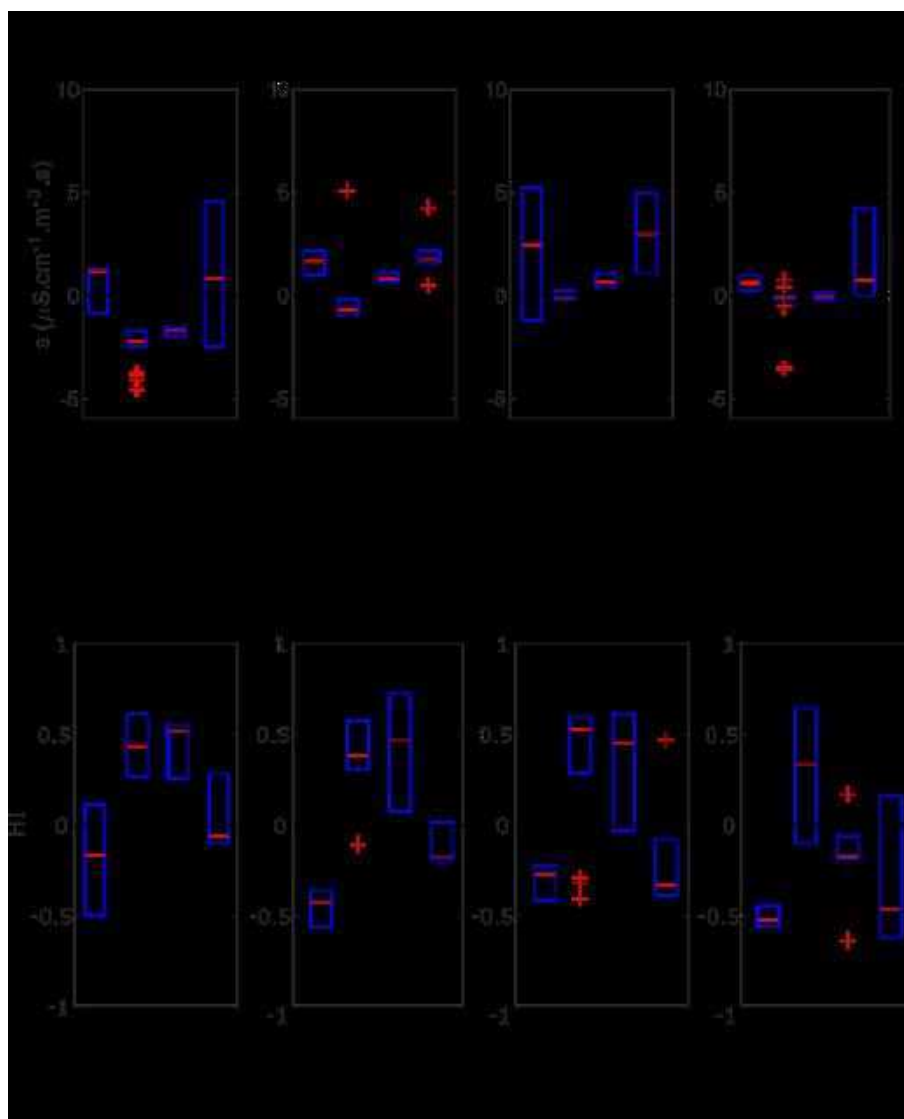


Figure 34 : Distribution des pentes s (a) et des indices hystérésis HI (c), groupés par saisons.

Tableau 4 : Types de boucles EC-Q les plus fréquents selon les saisons

Station	Sept-Oct	Nov-Mars	Avr-Mai	Juin-Aout
Nans	A+	C-	C-	N0
Ouhans	A+	C-	C+	N+
Vuillafans	A+	C0	C+	A+
Chenecey-Buillon	A0/A+	C0	N0	A+

Le Tableau 4 fait la synthèse des principaux types de boucles EC-Q rencontrés selon les saisons. Dans le bassin versant de la Loue, les boucles EC-Q horaires 'C-' et 'C0' prédominent en hiver et au printemps, tandis que les boucles anti-horaires 'A0' et 'A+' dominent en été et en automne (voir Figure 12 pour la classification). L'absence d'hystérésis est toutefois notée lors des orages d'été (Juin à août) pour les 2 sources de la Loue (Ouhans) et du Lison (Nans).

Ces résultats fournissent des informations à l'échelle des stations et donc pour l'ensemble du bassin drainé. Cependant, on dénote une variabilité inter-bassins difficile à caractériser sur des stations successives amont-aval (bassins emboîtés), et qui nécessite d'être investiguée à l'échelle des tronçons (bassins intermédiaires, délimités par 2 stations).

b) EC des flux latéraux à l'échelle des tronçons (bassins intermédiaires)

A cette échelle du tronçon, les échanges sont analysés en comparant 2 stations amont (Q_{IN} , C_{IN}) et aval (Q_{OUT} , C_{OUT}) sur un même cours d'eau ; soit dans notre cas sur le tronçon Ouhans-Vuillafans et le tronçon Vuillafans-Chenecey-Buillon. La simulation des échanges étant réalisée à l'aide d'un modèle de transfert, elle nécessite un tronçon simple avec une entrée et une sortie. Pour cette raison, le tronçon Nans-Chenecey-Buillon n'est pas représenté compte-tenu du faible débit du Lison par rapport à la Loue.

La Figure 35 montre pour exemple les variations de Q et EC sur le tronçon Ouhans-Vuillafans observées aux stations amont et aval, ainsi que les variations des échanges latéraux (Q_L , C_L) calculées provenant du bassin intermédiaire. Les variations de EC_L , EC_{IN} et EC_{OUT} sont assez similaires avec des valeurs comprises entre 350 et 400 $\mu S.cm^{-1}$, ce qui signifie que le flux massique reste assez proportionnel au débit.

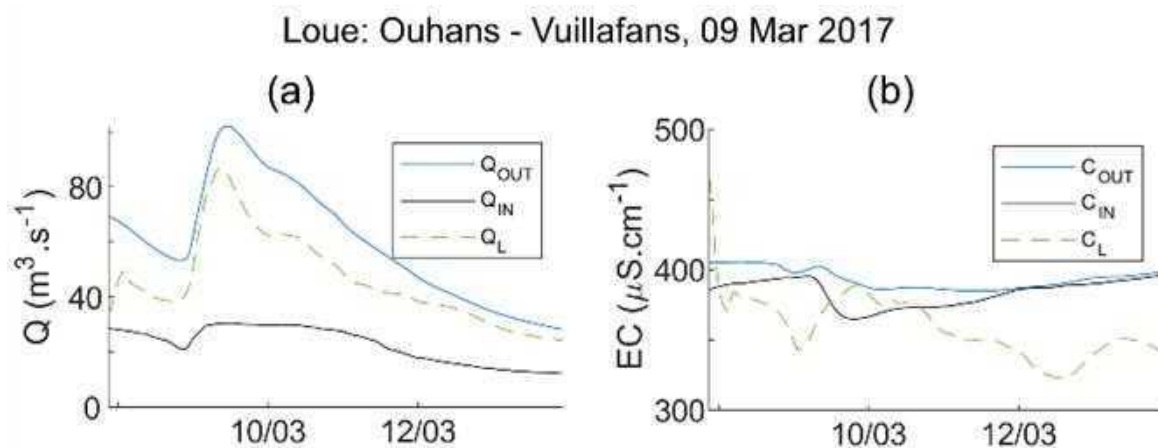


Figure 35 : Variations des débits (a) et des conductivités électriques (b) – mesure : amont (IN), aval (OUT) – simulation : latéraux (L). Exemple sur le tronçon Ouhans-Vuillafans, mars 2017.

La Figure 36 montre la distribution du flux latéral simulé EC_L sur les 2 tronçons. Les valeurs moyennes de EC_L sont calculées autour du pic de débit latéral ($Q_L > 0,75 Q_{L,max}$), afin d'obtenir une valeur représentative de la majeure partie de l'apport latéral d'eau. Les valeurs de EC des pôles EW et PEW¹¹ sont également reportées sur les graphiques. On observe que le tronçon amont (Ouhans-Vuillafans) présente des valeurs EC_L principalement supérieures à 400 $\mu S.cm^{-1}$,

¹¹ le pôle PEW correspond à la valeur d'EC la plus élevée (à 550 $\mu S.cm^{-1}$) enregistrée pendant la période d'acquisition aux stations Ouhans et Nans ; le pôle EW correspond à la valeur de ruissellement d'eau de surface (250 $\mu S.cm^{-1}$) enregistrée sur les ruisseaux de la Vieille Folle et de Jérusalem.

à l'exception d'une grande part des événements pluvieux hivernaux. **A part en automne où l'ensemble des apports a une origine ancienne, les apports d'eau latéraux qui proviennent principalement des sources des gorges de Nouaille sont un mixte d'eau ancienne (PEW) et récente (EW).**

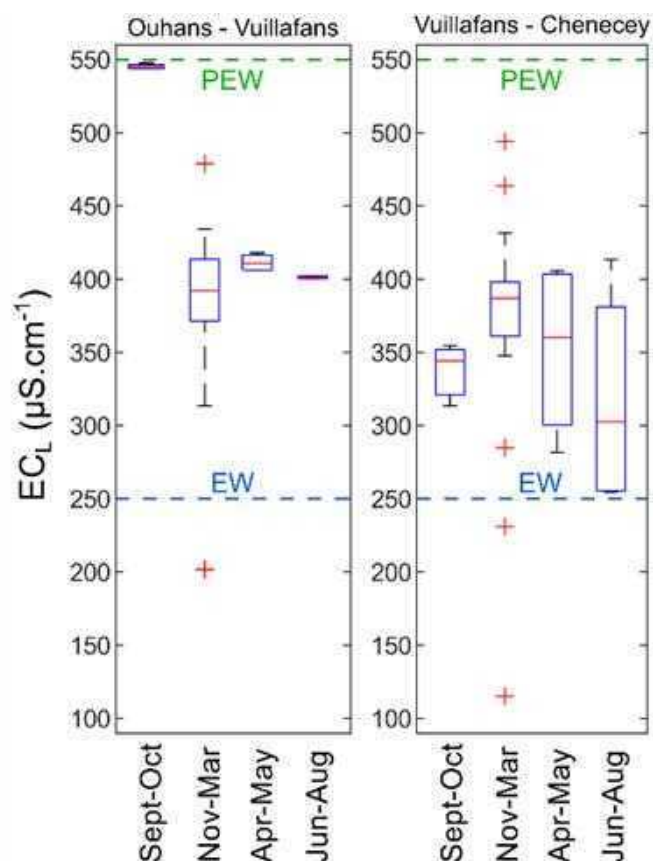


Figure 36 : Distribution saisonnière de la conductivité électrique du flux latéral simulé EC_L , valeurs moyennes calculées autour du pic d'apport latéral, avec les valeurs de EC des pôles de l'eau pré-événementielle (PEW) et de l'eau événementielle (EW) en lignes pointillées calculées pour comparaison. De gauche à droite, les tronçons représentés vont de l'amont vers l'aval.

Sur le tronçon aval (Vuillafans-Chenecey-Buillon), les valeurs de EC_L sont plus faibles, majoritairement inférieures à $400 \mu S.cm^{-1}$. Ceci est cohérent avec les valeurs de pente plus faibles mesurées à la station de Chenecey-Buillon dans la Figure 34, indiquant une signature EW plus élevée. **Cela peut s'expliquer en aval des gorges de Nouaille par une contribution plus importante d'eau événementielle dont l'origine est aussi bien du ruissellement de surface provenant des zones marneuses, que des transferts rapides en souterrain.** On note également une plus faible variabilité saisonnière sur ce tronçon, probablement plus difficilement caractérisable au vu de la plus grande étendue du bassin qui collecte des eaux très diverses (eaux de surface, sources perchées du Jurassique sup.), sources du Maine, Ecoutôt et Lison, etc...

c) Modèle conceptuel de l'origine de l'eau en crue et des processus associés

La Figure 37 montre les principaux types de boucles d'hystérésis, les hydrogrammes associés et le modèle conceptuel de l'origine de l'eau et des processus de crue pour le bassin versant karstique de la Loue, pour deux périodes contrastées du cycle hydrologique. Elles représentent les processus les plus fréquemment observés, bien qu'ils soient sujets à une variabilité spatiale intra-bassin, comme détaillé à la fin de cette section.

Des boucles EC-Q de type C- sont principalement observées **de novembre à mai lors des hautes eaux** (Figure 33a), ce qui correspond à une séquence de contribution de 1) mélange d'EW et de PEW avec un faible temps de résidence et 2) EW. **Cette séquence peut être expliquée par un processus en deux étapes impliquant 1) pendant la crue, l'EW s'infiltrant dans les drains karstiques et mobilisant par transfert de pression la PEW stockée depuis quelques jours/semaines vers la source et le cours d'eau, associé à l'EW provenant d'une infiltration rapide ou d'un ruissellement de surface, et 2) pendant la décrue, l'EW qui s'est infiltrée dans les drains karstiques atteignant le cours d'eau, associée à un ruissellement de surface.**

De juin à octobre lors des basses eaux (Figure 33b), on observe principalement des boucles de type A+, correspondant à une séquence de contribution de 1) mélange de PEW avec un faible temps de résidence et de PEW avec un temps de résidence élevé et 2) de PEW avec un temps de résidence élevé. **Ceci peut s'expliquer par un moindre degré de saturation dans le système karstique, réduisant la contribution du ruissellement de surface, et montrant un écoulement purement par effet piston, évacuant l'eau initialement stockée dans l'aquifère karstique en sollicitant des eaux plus anciennes stockées depuis plusieurs semaines/mois dans la zone d'infiltration.**

La morphologie du bassin versant, en plateaux et canyons, favorise une plus grande infiltration des précipitations et une contribution significative des eaux souterraines au détriment des écoulements de surface (le bassin versant topographique d'un canyon étant limité à sa largeur). Ce type d'interaction eaux de surface - eaux souterraines est favorisé dans d'autres bassins versants de morphologie similaire, où des pertes de cours d'eau et/ou des apports latéraux de sources se produisent, selon les conditions hydrologiques (Bailly-Comte et al., 2009 ; De Waele, 2010 ; Charlier et al., 2019 ; Le Mesnil et al., 2021). Ces résultats confirment ce comportement, qui se traduit par une augmentation des valeurs de EC et des valeurs de pente positives des boucles d'hystérésis EC-Q.

En plus de l'influence saisonnière, les facteurs physiographiques contrôlent également la variabilité intra-site des processus de crue et la réponse du bassin versant aux événements pluvieux. En effet, l'extension des zones karstiques et le relief topographique peuvent tous deux affecter l'origine des eaux. Dans le bassin versant de la Loue, la simulation de l'écoulement latéral à l'échelle du tronçon (section 4.3.2b) met en évidence une variabilité spatiale de l'origine de l'eau caractérisée par une contribution plus importante de l'EW en aval de Vuillafans. Cela s'explique par la morphologie de la Loue qui évolue d'un système en plateaux et canyon sur sa partie amont vers un système en vallées ouvertes sur sa partie aval, favorisant un ruissellement de surface et la contribution d'écoulements souterrains rapides au sein d'hydrosystèmes de plus petites tailles.

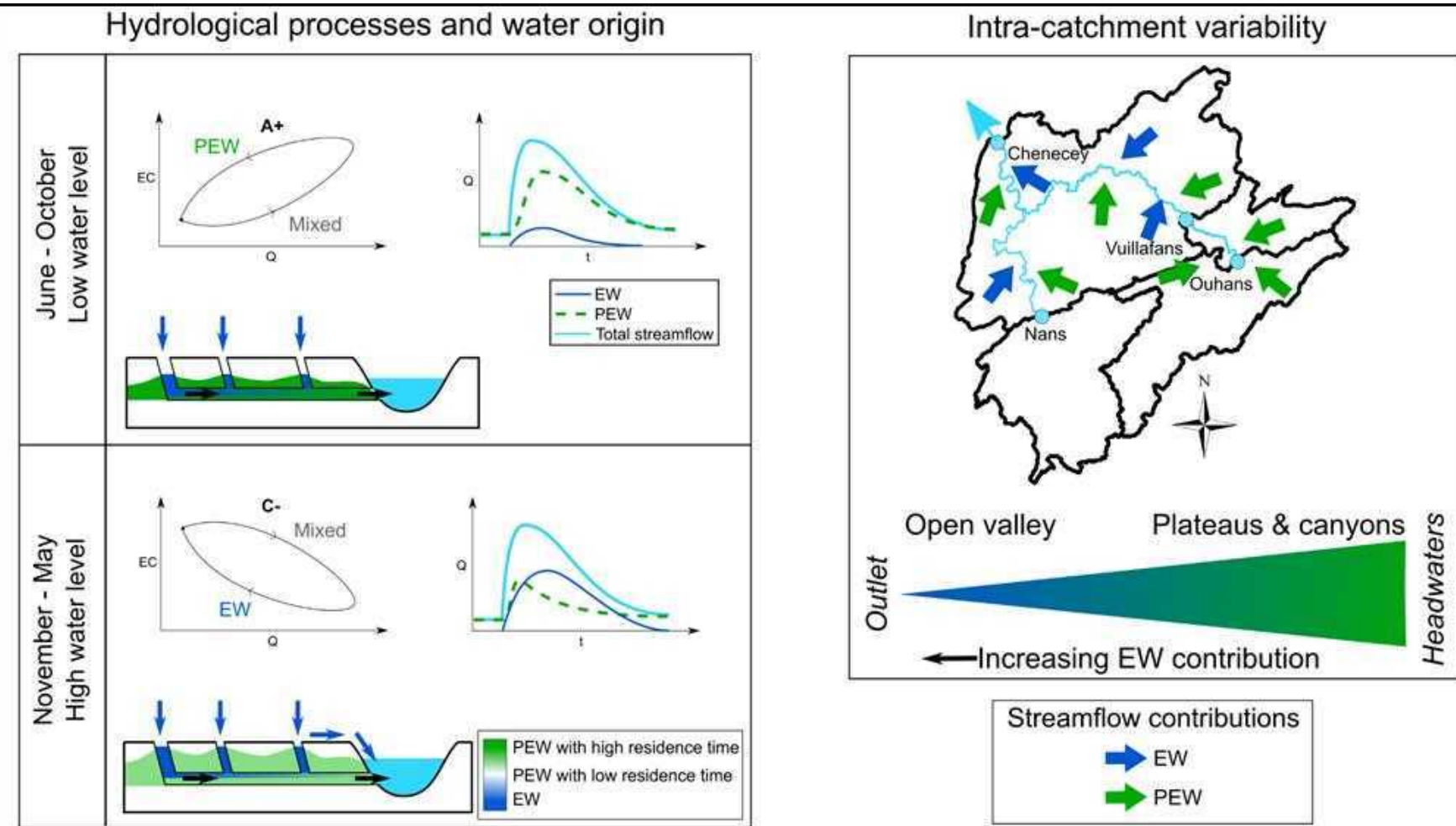


Figure 37 : Modèle conceptuel des principaux processus de crue et de la saisonnalité de l'origine de l'eau en basses et hautes eaux (gauche), avec les types de boucles d'hystérésis, les hydrogrammes schématisés associés et le schéma global de variabilité spatiale (à droite). Le triangle décrit la variabilité spatiale de l'origine de l'eau dominante depuis la tête de bassin jusqu'à l'exutoire (modifié d'après Le Mesnil et al., 2022)

4.4. TRAÇAGES ARTIFICIELS

4.4.1. Données issues des multi-traçages entre Pertes du Doubs et sources de la Loue

a) Retour sur le multi-traçage des pertes du Doubs de 2018 (données Cabinet Reilé)

Un multitraçage des pertes du Doubs a été réalisé par le Cabinet Reilé (2018a) pour la Direction Départementale des Territoires du Doubs (Localisation en Figure 38 & détail des données et interprétations en Annexe 3.2). Ce traçage a été réalisé en situation d'assec pour mieux comprendre la dynamique de capture hydrologique du Doubs par la Loue via le système karstique de la Loue. L'opération de traçage a été réalisée de Septembre à Octobre 2018. Dix kilogrammes d'uranine ont été injectés le 17/09/2018 dans une diaclase en fond de lit du Doubs (buse) à Arçon, et 10 kg de sulforhodamine dans le même type de site en fond de lit du Doubs à Maison du Bois. Plusieurs exutoires secondaires ont également été suivis en réalisant des prélèvements d'eau. La liste de l'ensemble des exutoires suivis est bien décrite dans le rapport du Cabinet Reilé (2018a). L'exutoire de Moulin Miguet situé en aval de la source de la Loue et qui sera suivi dans l'expérience de 2022 n'a pas été surveillé en 2018. Les courbes de restitutions telles qu'elles apparaissent dans le rapport du Cabinet Reilé (2018a) sont fournies en Annexe 3.2, dans lequel un résultat positif de ces 2 traçages à la source de la Loue (Loue vasque et Loue canal) a été attribué.

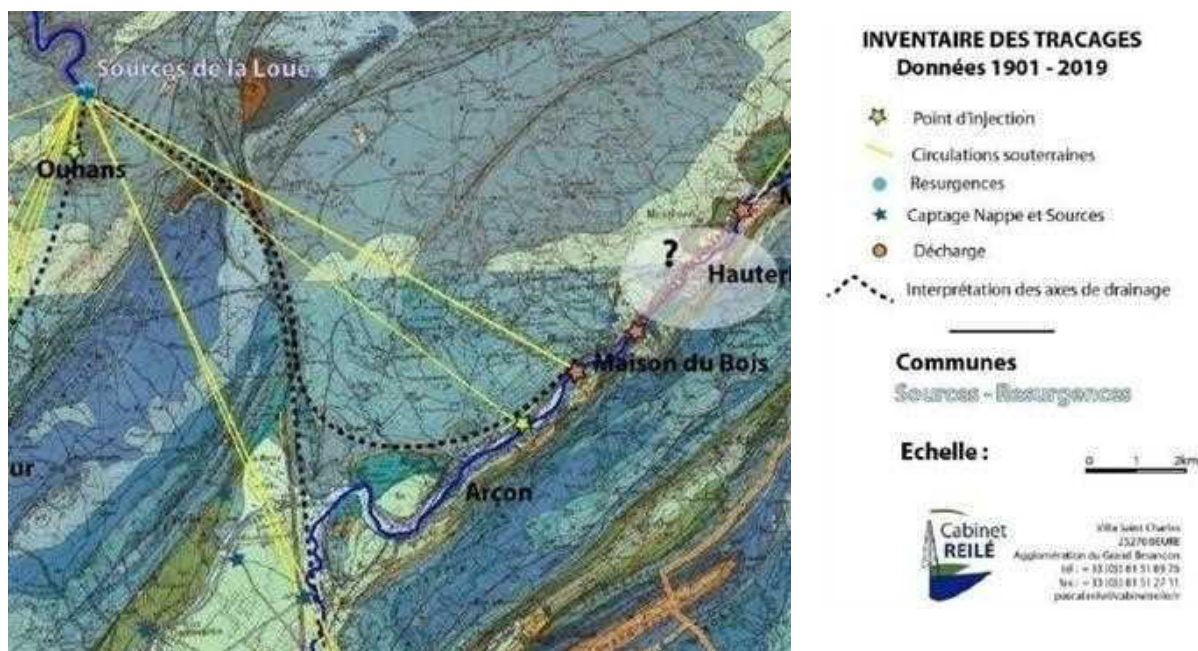


Figure 38: Localisation des points d'injection des traçages réalisés et interprétés par le Cabinet Reilé dans la zone des pertes du Doubs à Arçon et Maison-du-Bois (source Cabinet Reilé, 2018a).

Nous proposons dans ce rapport de revenir sur les conclusions proposées par le Cabinet Reilé, notamment pour la courbe de restitution de la sulforhodamine qui présente une dynamique de restitution anormale. Le traitement des données brutes mises à la disposition du BRGM par le Cabinet Reilé permet de représenter en mV l'évolution des signaux mesurés par le fluorimètre avant la conversion en concentration (Figure 39) et le traitement des interférences entres optiques.

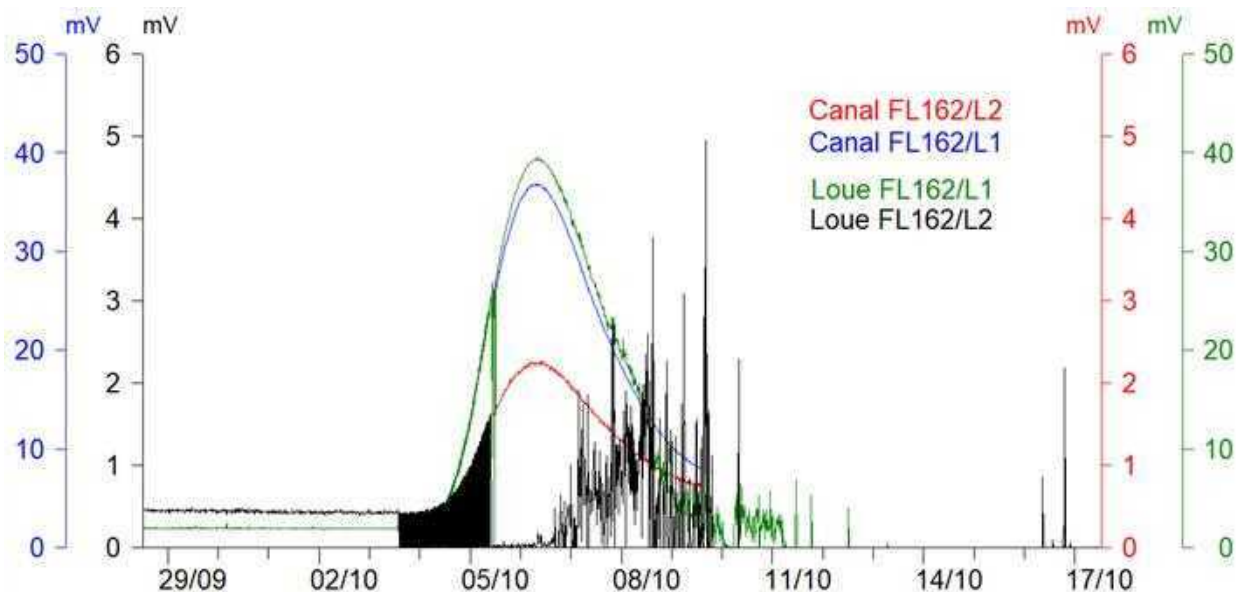


Figure 39: Données brutes (en mV) du traçage du Cabinet Reilé (2018a) issues des optiques dédiées au suivi de l'uranine (L1) et de la sulforhodamine (L2) sur les sources de la « Loue » (Loue vasque) et « Canal » (Loue canal) ; injection réalisée le 17/09/2018.

Sur ce graphique sont affichés les signaux bruts (en mV) non corrigés des perturbations liées à la turbidité ou aux interférences dues à la présence d'un autre traceur. L'optique L1 est dédiée au suivi de l'uranine et l'optique L2 est dédiée à la sulforhodamine. L'optique L3 dédiée à la mesure des azurants optiques n'est malheureusement pas disponible sur les jeux de données transmis au BRGM, le fluorimètre n'ayant probablement pas été configuré pour réaliser ce suivi. Cette configuration ne permet donc pas de prendre en compte la réponse de fluorescence naturelle qui pourrait perturber les suivis des optiques L1 et L2. Il existe également une confusion sur l'identification des fluorimètres, les 2 suivis synchrones présentés sur la Figure 39 étant attribués au même fluorimètre n°162 sur les fichiers de données, tout en étant réalisés en deux lieux différents.

La restitution d'uranine est très bien observée par l'optique L1 « Loue » & « Canal » (cf. courbes vertes et bleues, Figure 39), et provoque une interférence sur l'optique L2 « Canal » (courbe rouge) qui ne doit donc pas être interprétée comme une restitution de sulforhodamine. Le signal mesuré par le fluorimètre « Loue » positionné à Loue vasque présente des perturbations inexpliquées sur L2 (courbe noire) à partir du 06 octobre 2018, puis 2 jours plus tard sur L1 (courbe verte). Il semblerait que ces artefacts aient été utilisés pour produire la courbe de restitution de sulforhodamine présentée en Annexe 3.2 sur la Figure 129.

On note que le suivi sur le fluorimètre « Canal » a été interrompu lors de la restitution ; la courbe obtenue sera tout de même exploitée pour être comparée aux résultats obtenus en 2022. Le suivi sur le fluorimètre « Loue » à la vasque est considéré comme inexploitable en raison des artefacts sur le dispositif de mesure, notamment sur l'optique L2 (courbe noire). **Cette ré-analyse permet de confirmer la restitution d'uranine également sur l'exutoire principal du système (Loue vasque), sans qu'aucune conclusion robuste ne puisse être donnée sur la restitution de sulforhodamine à partir des suivis continus des fluorimètres.**

L'utilisation de ces données brutes permet de préciser les conclusions avancées par le Cabinet Reilé (2018a) depuis la buse dans le lit du Doubs à Maisons du Bois. Un nouvel essai de traçage devra y être conduit en période de sécheresse afin de valider les résultats indiqués comme

positifs dans le rapport sur la base des suivis par fluo-capteurs et prélèvements d'eau (données brutes des spectres non présentées dans le rapport).

b) Multi-traçage des pertes du Doubs de 2022 suite aux crues de reprise (BRGM)

Un multitraçage des zones de pertes du Doubs a été réalisé dans le cadre de cette étude par RB Hydro-Environnement, avec un suivi aux sources de la Loue et de Moulin-Miguet (Localisation en Figure 40 & détail des données et interprétations en Annexe 3.3). Le suivi à Moulin-Miguet a été proposé par RB Hydro-Environnement suite au traçage réalisé en 2021 depuis Maison du Bois (à 2 km au nord-ouest du cours d'eau du Doubs - RB Hydro-Environnement, 2021) et dont la restitution a été validée aux 3 sources. Le traçage de 2022 réalisé dans le cadre de ce projet a été réalisé en condition de moyennes eaux (suite aux crues de reprises de septembre 2022). Le bureau d'étude RB Hydro-Environnement a transmis au BRGM les données brutes mesurées par les fluorimètres à la vasque, au canal et à l'exutoire du Moulin Miguet, ainsi que les fichiers de calibration réalisés à 10 et 100 ppb pour les mêmes lots de traceur. Les fluorimètres étaient paramétrés pour suivre également la turbidité et la fluorescence naturelle à partir de l'optique dédiée au suivi des traceurs de la famille des azurants optiques. La méthode de correction de bruit de fond naturel de Bailly-Comte et al. (2018) a été appliquée pour supprimer les mV parasites produits par la fluorescence naturelle de la matière organique et la diffusion de la lumière par les particules. L'algorithme de Schnegg (2002) a été utilisé pour supprimer les interférences liées à la présence de sulforhodamine sur l'optique mesurant l'uranine, et inversement. La conversion des mV en concentration a été réalisée à l'aide d'une relation reliant le log des concentrations aux mV mesurés lors de la calibration 2 points des fluorimètres.

Les résultats obtenus sont présentés sur les figures suivantes pour l'injection depuis la perte du Doubs en aval d'Arçon (15 kg de sulforhodamine B, Figure 41) et le puits perte du Frambourg (10 kg d'uranine, Figure 42). A noter que l'injection à Arçon a été réalisée depuis la même buse dans le lit du Doubs que celle utilisée pour le traçage du Cabinet Reilé en 2018. Ces courbes de restitutions sont de très bonne qualité et permettent de proposer une interprétation quantitative des restitutions. La présence de traceur est également avérée par la réalisation de spectres sur échantillons transmis par le bureau d'étude RB Hydro-Environnement.

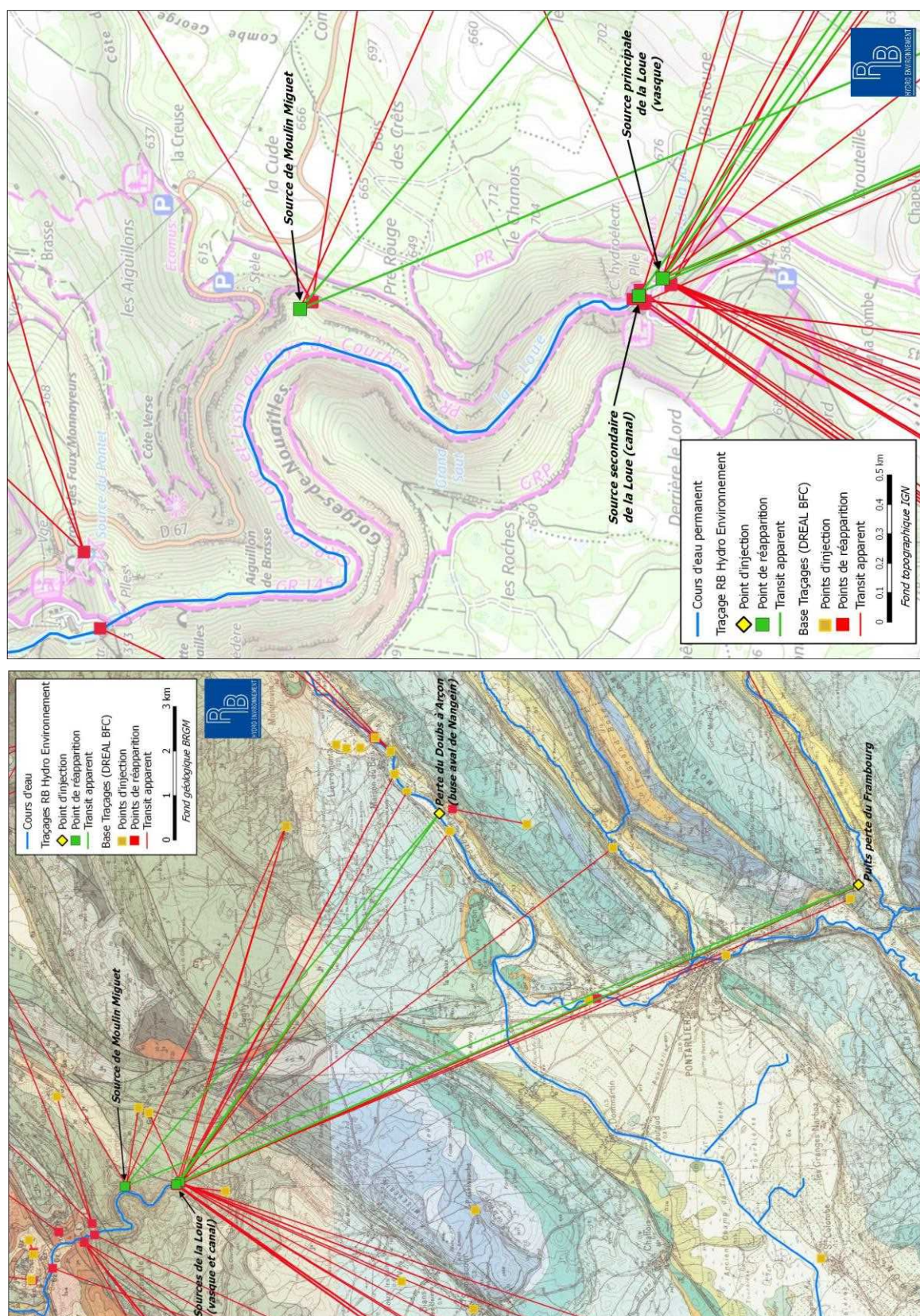


Figure 40 : Localisation des points d'injection et de restitution du multi-traçage Pertes du Doubs-> sources de la Loue de septembre 2022 (RB Hydro-Environnement, 2022).

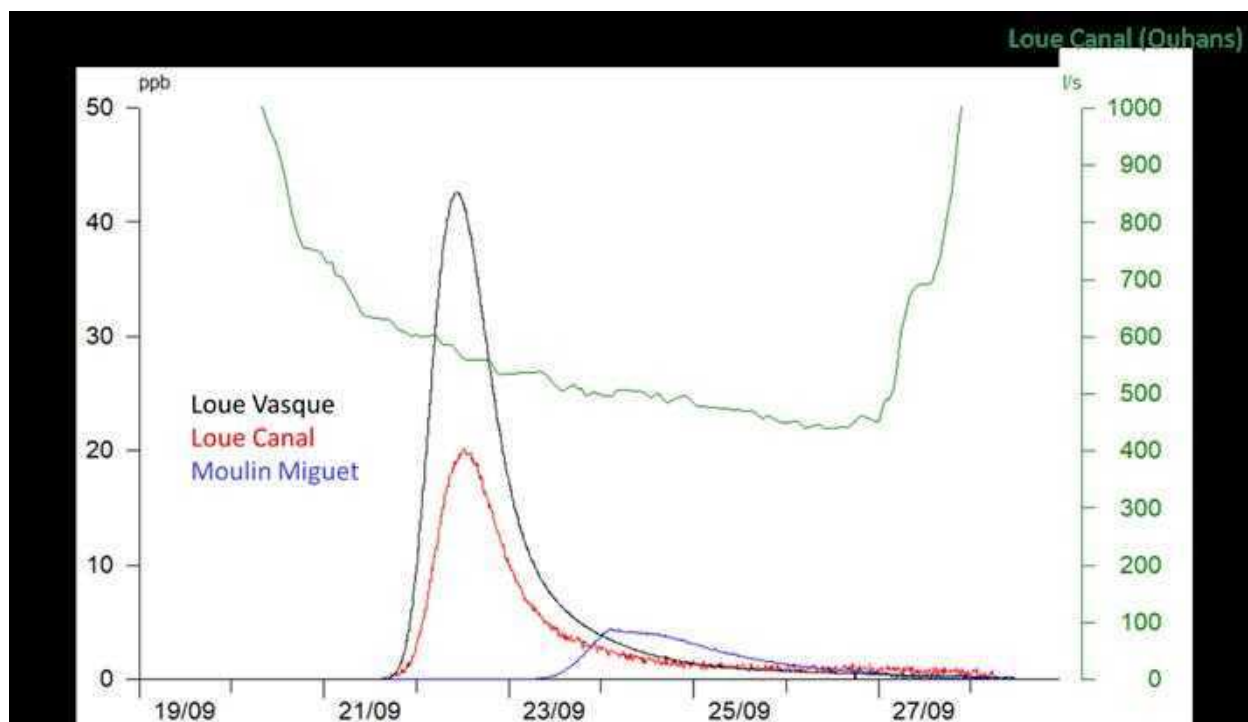


Figure 41 : Courbes de restitution aux exutoires de la Loue Vasque (courbe noire), Loue canal (courbe rouge), et à la source du Moulin Miguet (courbe bleue) de la sulfurhodamine B injectée le 19/09/2022 à 11h30 en rive droite du Doubs en aval d'Arçon, comparées à l'évolution du débit mesuré à Loue Canal (courbe verte).

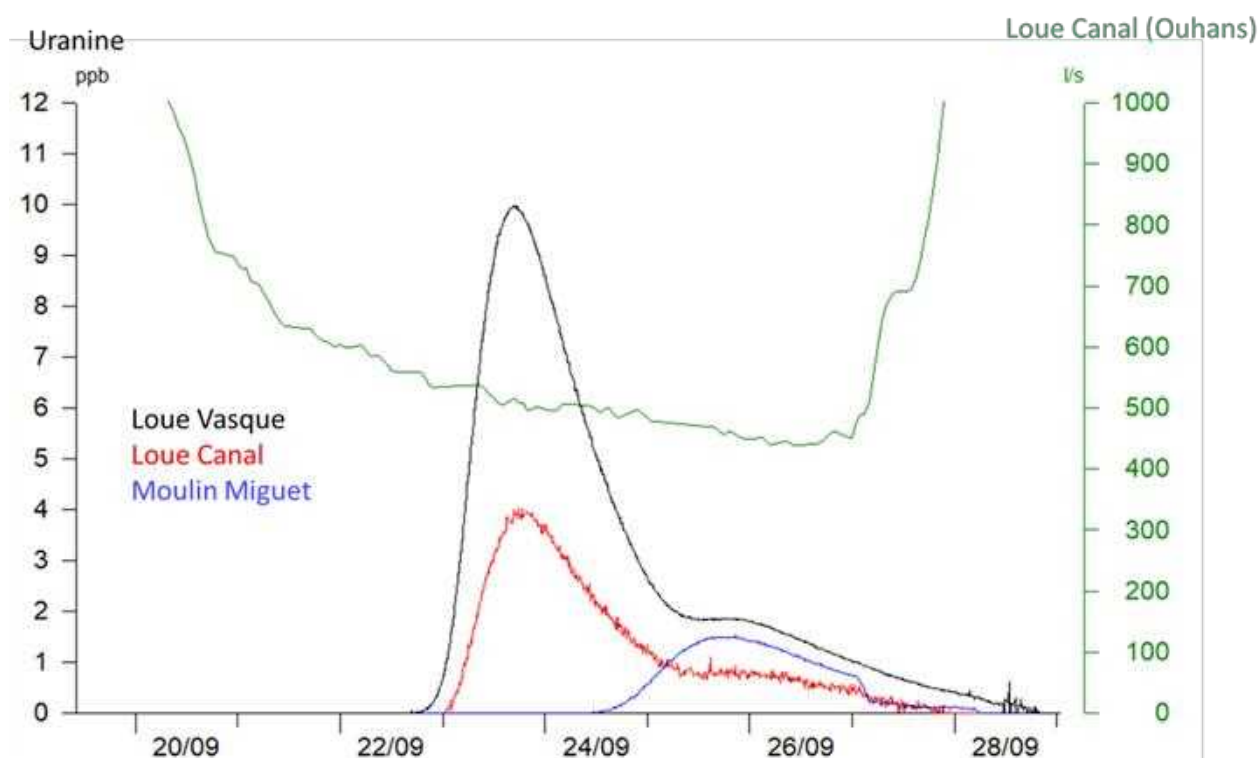


Figure 42 : Courbes de restitution aux exutoires de la Loue Vasque (courbe noire), Loue canal (courbe rouge), et à la source du Moulin Miguet (courbe bleue) de l'uranine injectée le 19/09/2022 à 10h00 au puits perte du Frambourg, comparées à l'évolution du débit mesuré à Loue Canal (courbe verte).

4.4.2. Interprétation des courbes de restitution et des Distributions des Temps de Séjour (DTS)

Les courbes de restitution de la sulforhodamine B obtenues à la source de la Loue depuis la perte en aval d'Arçon (Figure 41) présentent une dynamique uni-modale relativement simple et proche de ce que l'on peut attendre d'un essai de traçage dans un milieu peu dispersif en régime permanent, avec un effet de traîne bien visible d'allure exponentielle. La forme de la courbe est cependant plus complexe à l'exutoire du Moulin Miguët.

Les courbes obtenues aux exutoires de la Loue (Vasque et Canal) pour le traçage à l'uranine depuis le puits perte de Frambourg (Figure 42) présentent tout d'abord une dynamique simple (pic dans la nuit du 23 au 24 sept. 2022), mais une remobilisation de traceur apparaît en fin de restitution (25 et 26 sept.), de façon synchrone avec l'arrivée plus tardive du traceur à l'exutoire de Moulin Miguët. Ceci est particulièrement visible sur la courbe obtenue à Loue Vasque (courbe noire, Figure 42). La crue du 27 septembre (courbe verte des débits à Loue canal) ne peut donc pas expliquer une remobilisation de traceur survenant 2 jours avant.

Un transfert à un seul chemin est donc proposé pour la simulation des transferts entre les pertes et les exutoires, à l'exception des relations Frambourg>Loue Vasque et Frambourg>Loue Canal où deux chemins seront proposés. Ce second chemin pourrait en partie s'expliquer par une diffluence permettant d'atteindre l'exutoire du Moulin Miguët.

Le Tableau 5 présente les caractéristiques des DTS obtenues pour les deux traçages. Les courbes correspondantes sont présentées sur la Figure 43. Le débit Q reporté dans le tableau correspond au débit moyen permettant d'obtenir le taux de restitution calculé en considérant le débit variable calculé à partir des pondérations de la chronique mesurée à la station Loue Canal.

On note également pour les deux essais que les concentrations obtenues à Loue canal sont plus de 2 fois plus faibles qu'à Loue Vasque, sachant que le débit est également nettement supérieur à Loue Vasque (de l'ordre d'un facteur 6 sur la période étudiée). L'essentiel du traceur ressort donc à la Vasque, ce qui se traduit par des taux de restitutions relativement négligeables sur les autres exutoires (Tableau 5). Cette différence de restitution observée à Loue Canal montre que le drain principal qui alimente les 2 sources Vasque et Canal ne contribue qu'à 50% de l'alimentation de Loue Canal, donnant crédit à une seconde alimentation de Canal depuis la gouttière synclinale des Usiers.

Injection	Restitution	Distance (m)	Traceur	Q (m³/s)	Masse (kg)	R(%)	t _{moy} (j)	h _{mod} (s-1)	t _{mod} (j)
Arçon	Vasque	10100	S-rhodamine	3.37	15	85%	3.44	1.16E-05	2.92
	Canal	10200		0.55		8%	3.82	9.63E-06	3.00
	Moulin Miguët	11000		0.15		1%	5.45	6.21E-06	4.62
Frambourg	Vasque	16600	Uranine	3.26	8	59%	5.40	6.55E-06	4.29
	Canal	16700		0.50		3%	5.10	7.26E-06	4.29
	Moulin Miguët	17800		0.15		0.4%	6.64	6.45E-06	6.29

Tableau 5 : Caractéristiques des Distributions des Temps de Séjour (DTS) du multi-traçage de 2022 des pertes du Doubs ; avec le pourcentage de restitution (R), le temps moyen de séjour du traceur (t_{moy}), le maximum de la DTS (h_{mod}), le temps d'arrivée du pic de concentration (t_{mod})

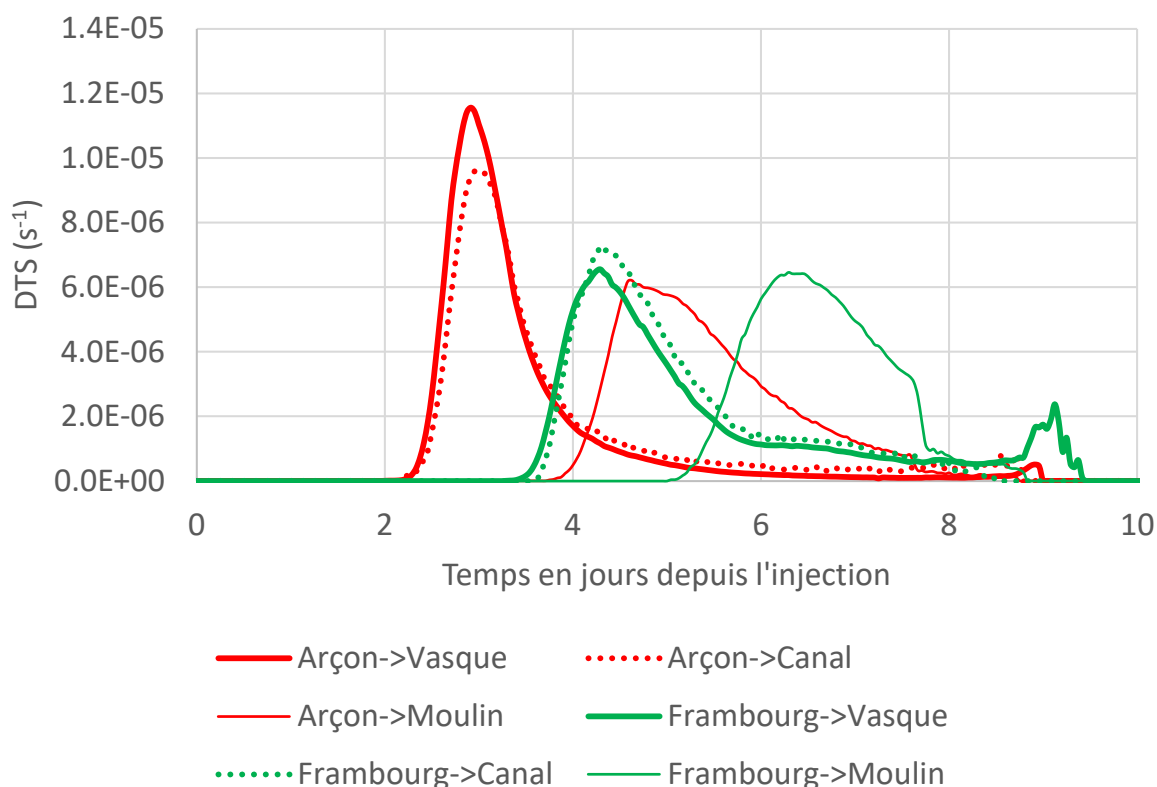


Figure 43 : Distributions des Temps de Séjour (DTS) obtenues pour le multi-traçage de 2022 des pertes du Doubs

La simulation des courbes de restitution permettra de compléter la restitution observée en 2018 (cf. Figure 43) pour permettre de calculer la DTS correspondante lors d'un étiage sévère. La comparaison avec le résultat de la simulation obtenu en 2022 pour ce même système traçage permet de décrire l'évolution du transfert selon les conditions hydrologiques (Figure 44). On y observe notamment une restitution en quelques jours en condition de crues de reprises (2022) et entre 15 et 25 jours en condition d'assec (2018).

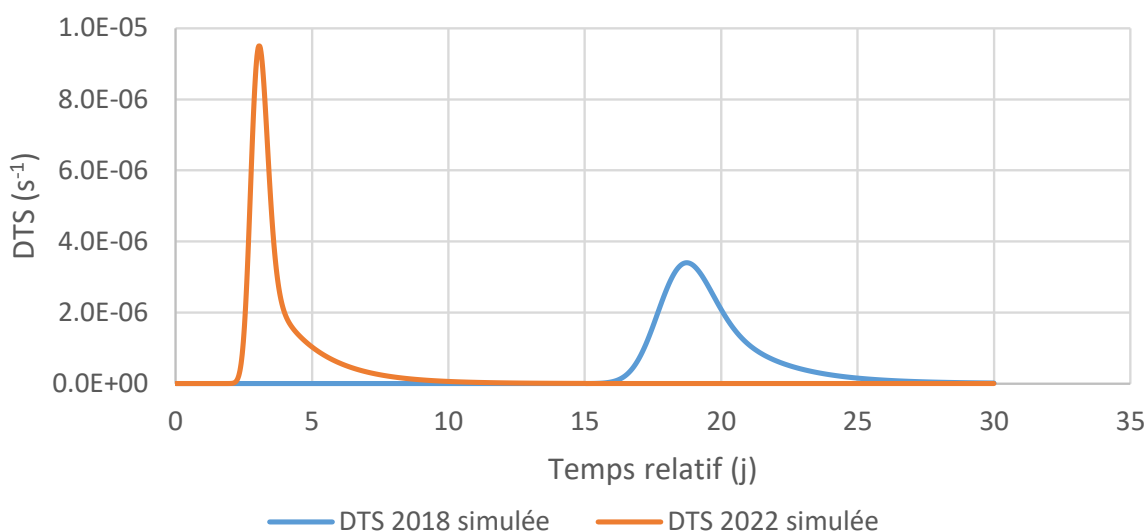


Figure 44 : Comparaison des DTS obtenues entre la zone du Doubs en aval d'Arçon et Loue Canal en 2018 (assec du Doubs) et en 2022 (crue de reprise)

Le maximum de la DTS, également appelé mode (h_{mod}), est reporté sur la Figure 45 en fonction du temps d'observation de ce maximum, nommé t_{mod} . Ceci permet de comparer les différentes dynamiques de restitution par rapport aux courbes théoriques données par l'équation de transport 1D d'advection-dispersion. Ces courbes sont des droites dans un diagramme log-log (Bailly-Comte et Pistre, 2021) ; elles permettent de réaliser un premier diagnostic pour comparer l'évolution du nombre de Péclet (Pe). Les restitutions observées en 2022 sont toutes relativement proches de la droite caractéristique pour $Pe=100$, ce qui correspond à une valeur moyenne pour les systèmes karstiques.

On observe cependant un décalage vers le haut de ce nombre de Péclet pour le résultat obtenu en 2018 (obtenu en partie par modélisation, cf. section suivante). Ce résultat montre que la circulation du traceur en étiage est certes plus longue mais la dispersion cinématique associée est nettement plus faible, et la dynamique de transit associée se rapproche de celle observée dans les eaux de surface (Pe de l'ordre de 1000 pour les eaux de surface, cf. Bailly-Comte et Pistre, 2021). La courbe obtenue en 2018 présente une allure relativement symétrique avec un effet de traîne peu marqué qui traduit une circulation avec peu de dispersion du traceur. Il est probable que le traceur ait circulé en 2022 dans des cavités présentant des volumes d'eau plus important, augmentant dès lors le stockage temporaire du traceur, ce qui se traduit à l'exutoire par une dispersion plus importante : **le traceur circule donc avec moins de dispersion cinématique et de stockage temporaire en étiage sévère. Ce résultat met en évidence une différence de comportement hydro-dispersif selon les conditions hydrologiques.** Cela peut s'expliquer par exemple par l'état de saturation des cavités (mélanges et piégeages en hautes eaux par ex.), sans que l'on puisse préciser les causes réelles dans le cas de la Loue.

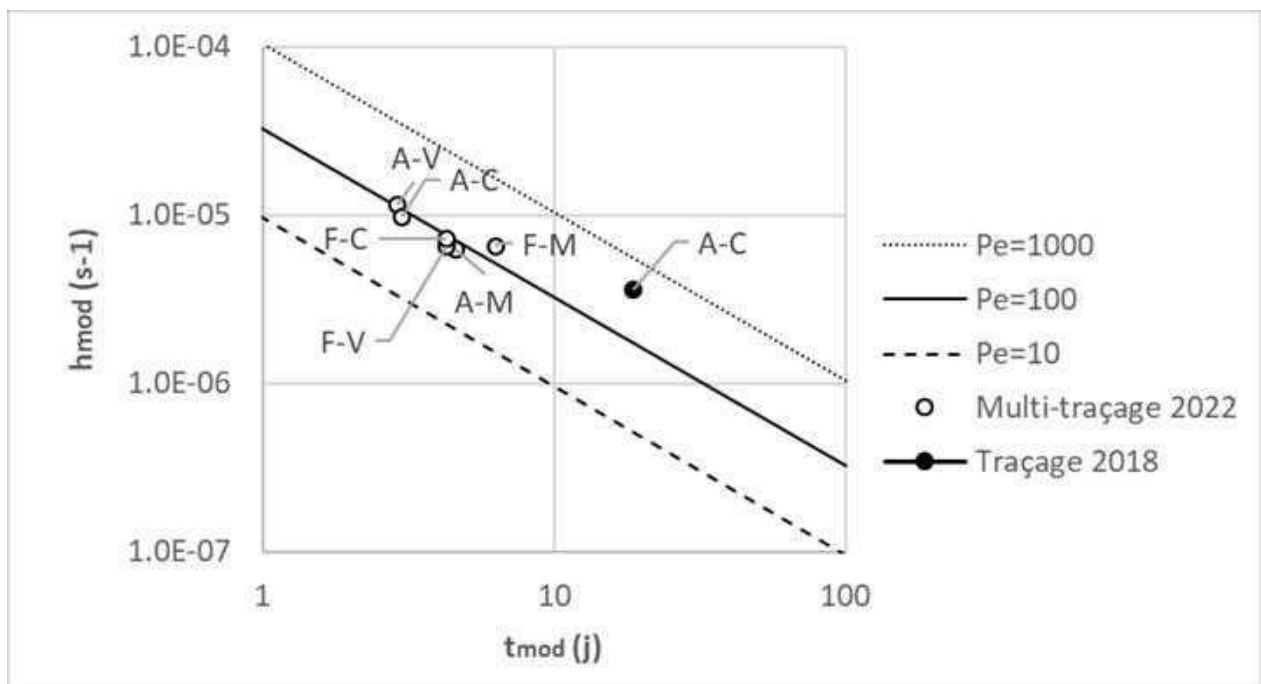


Figure 45 : Diagnostic h_{mod}/t_{mod} des résultats du multi-traçage de 2022 des pertes du Doubs – A : Arçon, F : Frambourg, V : Loue Vasque, C : Loue Canal, M : Moulin Miguet

4.4.3. Modélisation à l'aide de Trac

La modélisation 1D selon le modèle EDM¹² a permis de reproduire de manière très satisfaisante les restitutions aux 3 exutoires suivis (Nash entre 99 et 100%). Les figures présentant les simulations sont en Annexe 3.4. Le tableau suivant présente les résultats de l'ensemble des modélisations de 2018 (uniquement suivi « Canal ») et 2022, avec un modèle à 2 chemins pour les relations Frambourg>Loue Vasque et Frambourg>Loue Canal. D'une manière générale, en dehors du taux de dilution, les dynamiques observées à Loue Vasque et Loue Canal sont très comparables, ce qui se traduit par des résultats de modélisation identiques.

Tableau 6 : Synthèse des résultats de la simulation par le modèle EDM du traçage de 2022 – Pe : nombre de Peclet ; a_{DM} [-] : le coefficient de répartition du flux (by-pass) ; t_{adv} [s] : le temps caractéristique d'advection ; T_{exp} [j] le temps relatif au séjour du traceur dans le réservoir ; Nash [-] le coefficient de Nash optimisé pour caler le modèle

Injection	Restitution	Poids (%)	Pe	a_{DM} (%)	T_{exp} (j)	t_{adv} (j)	Nash
Arçon	Vasque	-	200	59%	1.0	3.0	100%
	Canal	-	200	54%	1.7	3.1	99%
	Moulin Miguet	86%	480	0%	1.2	4.5	99%
	Canal (2018)	-	760	46%	2.1	18.55	100%
Frambourg	Vasque chemin 1	14%	480	0%	0.9	4.0	100%
	Vasque chemin 2	85%	480	0%	1.5	6.4	100%
	Canal chemin 1	15%	480	0%	0.9	4.1	99%
	Canal chemin 2	-	480	0%	1.5	6.3	99%
	Moulin Miguet	-	480	0%	1.5	5.8	99%

Les simulations réalisées ont toutes nécessité d'utiliser le paramètre T_{exp} afin de mieux reproduire l'effet de traîne observé sur les queues de restitution. Ce paramètre varie entre 0.9 et 2.1 jours, ce qui doit être comparé au temps d'advection obtenu par ailleurs : **cet effet de stockage temporaire aura des conséquences importantes sur les transferts rapides, et est à l'origine du transfert très long observé lors de l'étiage sévère de 2018.**

Le traçage réalisé depuis le puits perte de Frambourg montre une dynamique plus rapide d'augmentation de concentration à Loue Vasque et Loue Canal, ce qui se traduit par un nombre de Peclet plus élevé sur les résultats de la simulation. Les temps d'advection obtenus montrent que la partie aval du système tracé, soit vers l'exutoire de Moulin Miguet, présente des vitesses de circulation probablement plus faibles. Il faudrait connaître les distances réellement parcourues par le traceur pour pouvoir conclure sur ce point.

Les temps de transferts advectifs (t_{adv}) les plus courts sont observés pour la relation Arçon>Loue Vasque et Arçon>Loue Canal. Ce temps est multiplié par 6 en 2018 par rapport à 2022, pour un débit passant de 260 l/s à 550 l/s. Il n'y a donc pas de relation simple de proportionnalité qui se dégage entre l'évolution de la vitesse et l'évolution du débit.

¹² mise en série d'un modèle DM (Dispersion Model - un seul chemin) avec un modèle représentatif de la rétention du traceur dans un réservoir parfaitement mélangé selon une fonction de transfert exponentielle (modèle EM – Exponential Model) - cf 3.1.3 & Annexe 3.1

Les temps de transferts advectifs les plus longs s'observent en 2022 sur le second chemin proposé depuis le puits perte de Frambourg vers les exutoires de la Loue. Ces temps sont similaires bien que légèrement plus longs que ceux permettant d'atteindre l'exutoire de Moulin Miguet. **Ce résultat peut donc s'expliquer par une diffluence du nuage de traceur entre l'exutoire de Moulin Miguet et le système de la Loue.** Les proportions respectives des 2 chemins proposées sont identiques entre le Loue Vasque et la Loue Canal, **le retour de traceur se dirigeant vers le Moulin Miguet au profit du système de la Loue se réalise donc avant la séparation des écoulements entre la Loue Canal et la Loue Vasque.**

4.4.4. Conclusion sur l'organisation du drainage entre les pertes du Doubs et les exutoires karstiques de la Loue et de Moulin Miguet

La réinterprétation du multi traçage des pertes du Doubs réalisé en 2018 permet de disposer d'un jeu de donnée complémentaire en étiage sévère pour interpréter le transfert du système traçage Arçon>Loue Vasque et Canal. Le résultat décrit par le Cabinet Reilé (2018) pour le traçage des pertes du Doubs à Maisons-du-Bois est remis en question (suivi de la restitution par fluorimètre non concluant, cf section 4.4.1a)). Un nouvel essai de traçage depuis ce point pourrait être réalisé afin de confirmer l'absence (ou non) de relation avec le système de la Loue dans ces conditions hydrologiques spécifiques (sécheresse extrême). En l'état actuel des connaissances, la zone la plus en aval des pertes du Doubs alimentant le système de la Loue identifiée par traçage correspond au traçage de 1910 réalisé par Fournier (1913) à 1 km en amont de Maison-du-Bois (localisation d'après BDtraçage DREAL) à l'aide de 100 kg de fluorescéine. Mis à part ce traçage historique, le point le plus aval connu est celui testé en aval d'Arçon en 2018 et en 2022.

L'opération de 2022 permet de préciser le transfert souterrain entre le Doubs et la Loue dans la partie amont de cette zone de perte le long de l'accident de Pontarlier, tout en apportant des informations sur l'organisation du drainage et l'alimentation des différents exutoires restituant les traceurs (Loue Vasque, Loue Canal et Moulin Miguet). **En prenant partie de limiter le nombre total de chemins indépendants au nombre de 2, l'interprétation des données permet de proposer 2 types de transfert pour les systèmes Frambourg>Loue (Vasque et Canal).** Ces 2 organisations conceptuelles du drainage sont reportées schématiquement en plan et en coupe sur la Figure 46, avec des numéros de tronçons identiques permettant de reproduire les transferts observés lors des traçages. **Deux options d'organisation sont proposées : 2 chemins parallèles le long de la faille de Pontarlier, ou ii) 2 chemins étagés dans l'axe de la faille.**

L'analyse des schémas conceptuels (Figure 46) indique que **le système de pertes depuis Arçon (5) présenterait un système de drainage organisé vers les exutoires de la Loue (3), avec une diffluence (6 - 7) dont la position exacte est inconnue - vers le système de Moulin Miguet (6).** Le système de pertes depuis Frambourg (1), présenterait une diffluence (2 – 4) entre un réseau superficiel (2) et le réseau issu des pertes au niveau d'Arçon (5). Cette organisation permet d'illustrer qu'un des deux chemins depuis Frambourg est commun avec celui d'Arçon. Il est bien sûr probable que l'organisation soit plus complexe que le schéma proposé avec 3 chemins indépendants (2 depuis Frambourg, et 1 depuis Arçon).

L'organisation des 2 chemins en parallèle le long de la faille de Pontarlier repose sur l'idée que le réseau de drainage se soit développé au cours d'une période relativement courte sans évolution du niveau de base. L'organisation de 2 chemins étagés dans l'axe de la faille de Pontarlier repose sur l'idée que cette partie du réseau soit polyphasée, en lien avec les premières phases d'incision de la reculée de la Loue. Dans ce cas précis, la diffluence entre (2) et (4) indique que le conduit (4) est plus restreint et ne peut absorber toute l'eau provenant de la perte de Frambourg (1). **Au vu des connaissances spéléologiques actuelles, et bien qu'il ne soit pas possible de conclure sur le choix de l'une ou l'autre des 2 organisation, le polyphasage du**

réseau semble être l'option la plus probable, car elle est cohérente avec l'existence de plusieurs exutoires étagés (vasque/canal à 530 mNGF et Moulin-Miguet à 480 mNGF).

2 chemins parallèles le long de la faille de Pontarlier

2 chemins étagés dans l'axe de la faille de Pontarlier

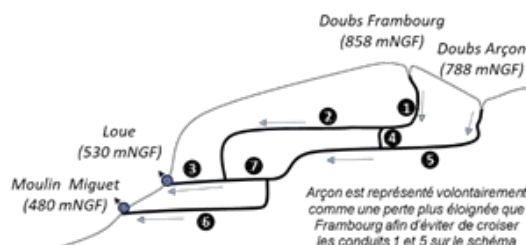
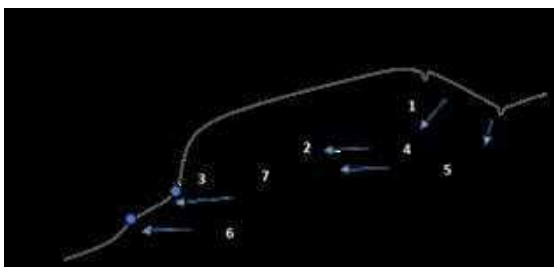
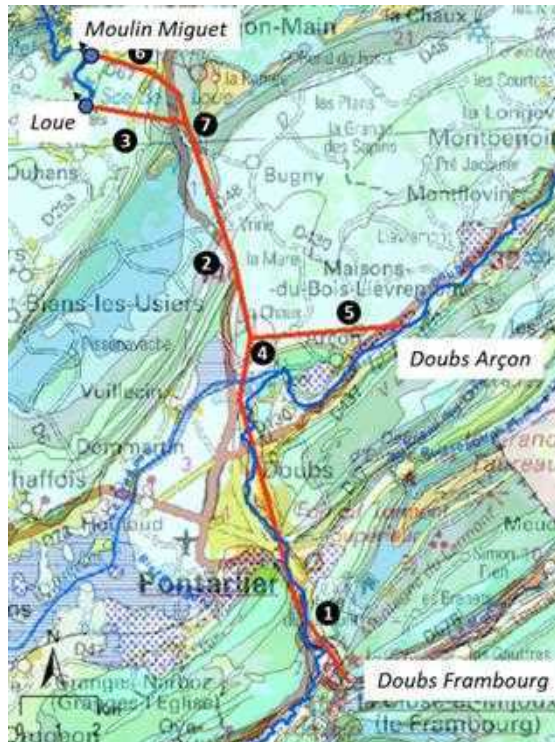
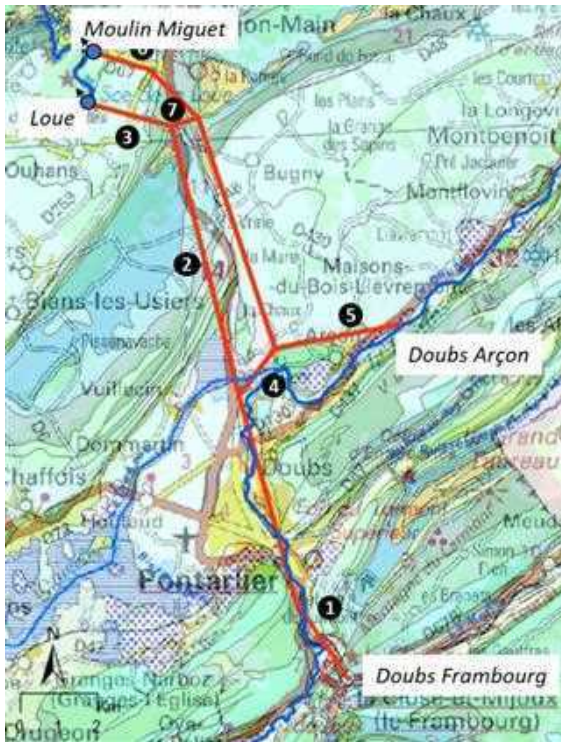


Figure 46 : Représentation schématique des 2 types de relations hydrauliques mises en évidence par l'interprétation des tracés des pertes du Doubs selon une vue en carte sur le fond géologique harmonisé du BRGM et le fond cartographique de l'IGN, et en coupe (sans échelle). Les numéros indiqués ne sont pas des repères chronologiques mais uniquement spatiaux.

Dans les 2 types d'organisation, une seconde diffuence entre la Loue Canal et la Loue Vasque sur le tronçon 3 (non représentée sur la Figure 46) est également identifiée à proximité immédiate de ces exutoires. **Par rapport à la Loue Vasque, la Loue Canal bénéficierait d'une dilution plus importante par d'autres apports karstiques : l'exutoire de la Loue Canal présente donc une vulnérabilité à la pollution du Doubs plus faible que l'exutoire de la Loue Vasque.**

Le transfert du traceur dans ces systèmes de pertes est influencé par un stockage temporaire dans des cavités ou élargissements de drains karstiques, dont l'influence sur le transfert diminue à l'étiage, ce qui traduit la désaturation partielle des réseaux. Ce comportement est important à considérer pour mieux comprendre les variations saisonnières qui sont observées par la suite à l'aide d'approches géochimiques.

5. Approche hydrochimique, isotopique & datation des eaux

5.1. OBJECTIFS

L'objectif de cette approche géochimique est de caractériser la variabilité spatiale et temporelle (entre basses, moyennes eaux, hautes eaux /crue) des contributions amont-aval et des relations surface/souterrain. Elle vise à :

- Déterminer si possible les pôles géochimiques des réservoirs souterrains (Crétacé, Jurassique moyen et supérieur) en vue d'apprécier la contribution potentielle de chacun lors de l'analyse des données spatiales et temporelles ;
- Analyser la variabilité spatiale et temporelle (saisonnière avec résolution mensuelle) des contributions amont-aval et des relations surface/souterrain ;
- Evaluer par datation, des temps de résidence des eaux souterraines en étiage et en moyennes eaux ;
- Caractériser les connexions entre masses d'eau sur la base des contrastes et similarités des signatures hydrochimiques et isotopiques ;
- Quantifier les contributions à la rivière issues des principaux hydrosystèmes karstiques.

Pour cela, nous avons réalisé un suivi isotopique ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$) de la pluie, 3 campagnes spatiales en basses eaux, moyennes eaux et crue pour analyses chimiques, isotopiques et datation, un suivi des éléments majeurs et ^{18}O mensuel pendant un an des principaux contributeurs à la Loue (sources et affluents).

5.2. VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DES ISOTOPES STABLES DE L'EAU

La caractérisation du **gradient altitudinal des isotopes stables de l'eau** ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$) dans les précipitations sur quatre sites répartis à différentes altitudes va permettre de caractériser le signal d'entrée en vue d'une analyse de l'évolution temporelle de ces isotopes dans les principales sources et rivières du bassin. En parallèle, un suivi des eaux d'un lysimètre installé par la CIA25-90 a été réalisé pour mieux caractériser le signal dans l'eau d'infiltration.

5.2.1. Gradient altitudinal des pluies

Les évolutions des signatures isotopiques en oxygène des précipitations entre septembre 2019 et septembre 2022 sont présentées (Figure 47). Les évolutions observées suivent celles également observées par Losmot et al (2022) à la station de Forbonnet (Alt. 840 m) au cours du cycle 2019-2020. La gamme de variation de la signature isotopique est importante au cours du cycle hydrologique (près de 8 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ pour le cycle 2019-2020), les précipitations d'automne/d'hiver sont globalement appauvries en oxygène 18 (signature autour de -12 ‰), les pluies d'été sont enrichies en oxygène 18 (signature autour de -6 ‰). Les signatures des précipitations (Figure 48) se répartissent le long de la droite mondiale des eaux météoriques (DMEM : $\delta^2\text{H}=8* \delta^{18}\text{O}+10$) et une droite (locale) présentant un léger excès en deutérium ($\delta^2\text{H}=8* \delta^{18}\text{O}+14$ ‰).

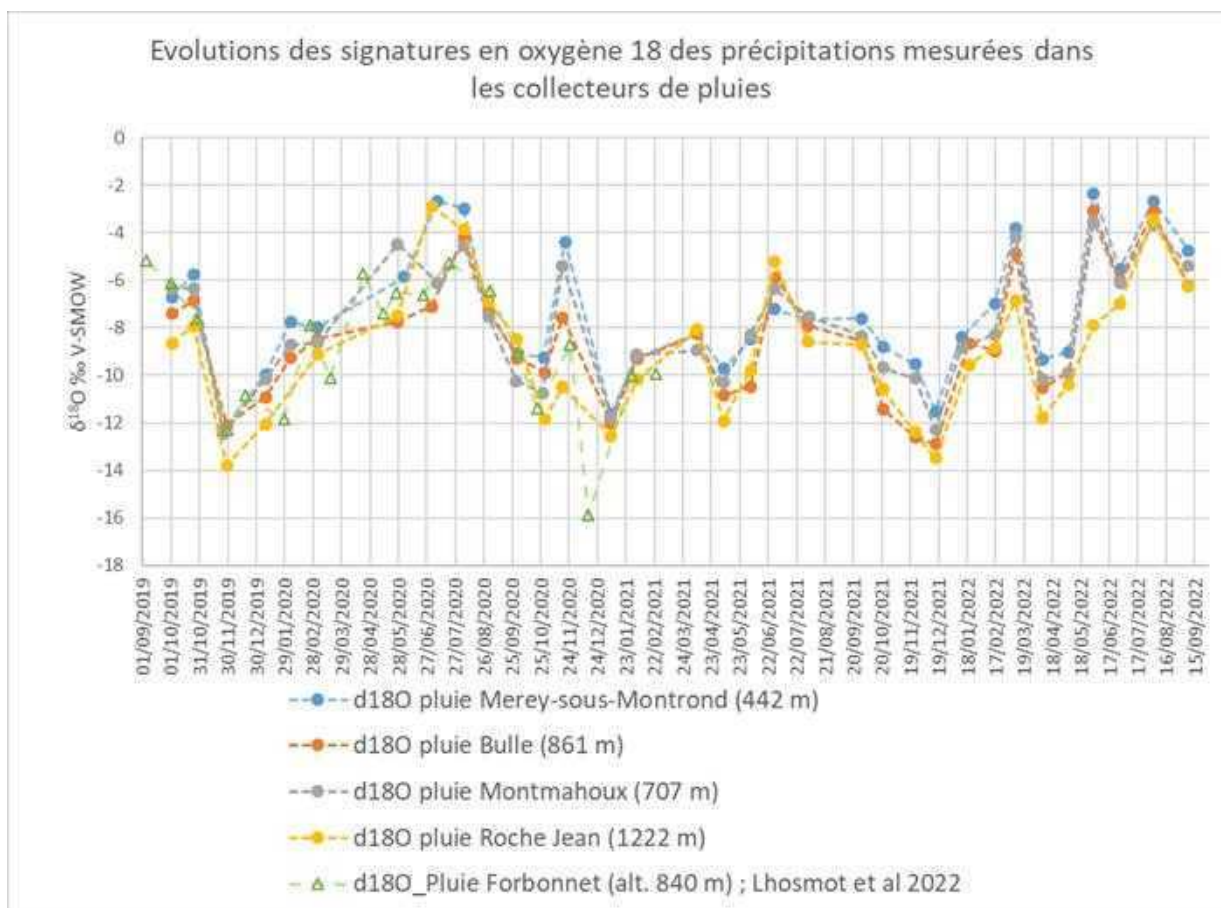


Figure 47. Evolutions temporelles des signatures en oxygène 18 mesurées dans les collecteurs du réseau d'observation des précipitations du projet Nutrikarst. Les informations du collecteur de Forbonnet (Lhosmot et al, 2022) sont également reportées.

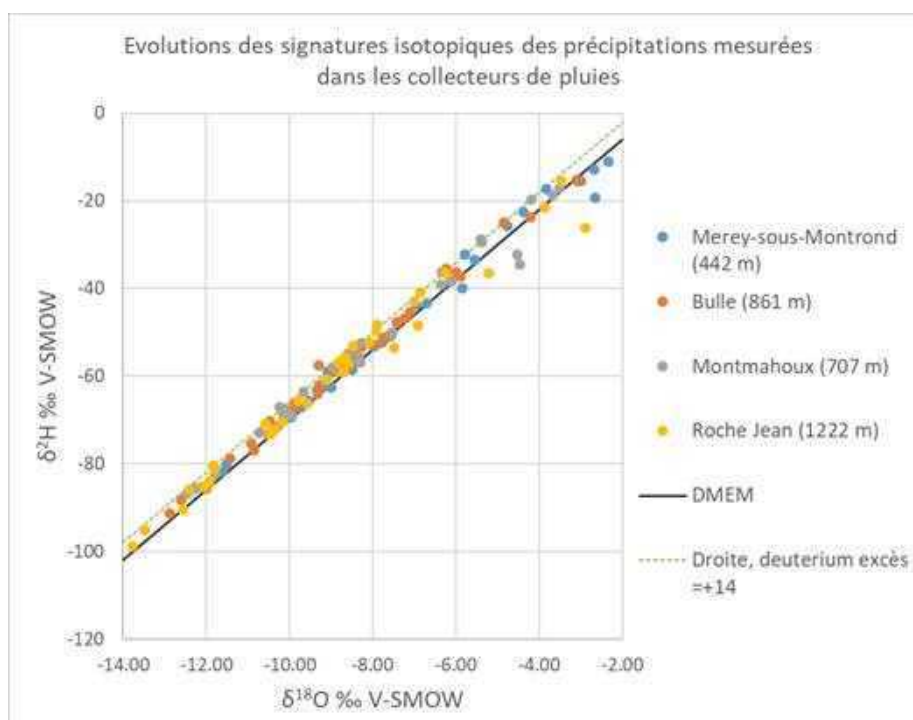


Figure 48. Relation deutérium versus oxygène 18 des précipitations

Les précipitations de la zone d'étude présentent une évolution suivant l'altitude (gradient isotopique altitudinal), les précipitations d'altitudes élevées étant globalement plus appauvries en isotopes lourds que celles collectées à des altitudes plus basses.

La Figure 49 présente l'évolution des signatures isotopiques pondérées par le cumul de pluie calculé pour chacun des collecteurs au cours des cycles 2019/2020, 2020/2021 et 2021/2022. Les gradients isotopiques altitudinaux en oxygène 18 apparaissent compris entre $-0.16\text{‰}/100\text{ m}$ et $-0.25\text{‰}/100\text{ m}$, la pente moyenne interannuelle est $-0.20 \pm 0.05 \text{‰}/100\text{ m}$ ($\delta^{18}\text{O}$), l'ordonnée à l'origine interannuelle $-7.18 \pm 0.37 \text{‰}$ ($\delta^{18}\text{O}$).

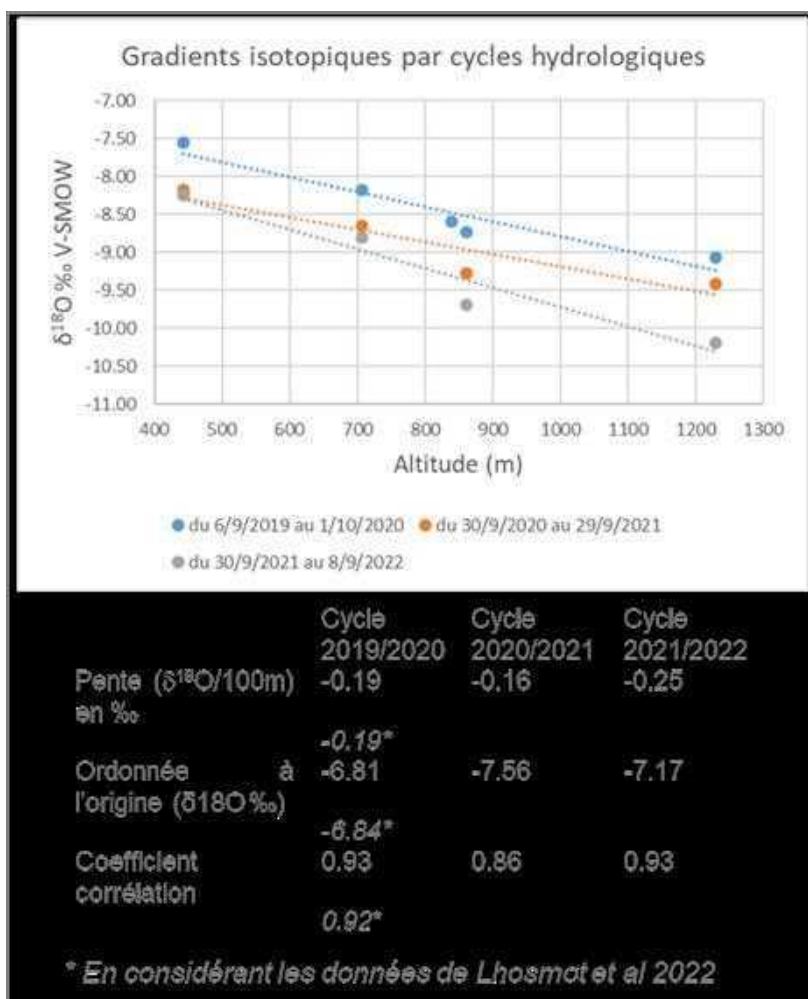


Figure 49. Variation des gradients isotopiques altitudinaux ($\delta^{18}\text{O}$) au cours des cycles hydrologiques

Les gradients isotopiques altitudinaux évoluent également en fonction des saisons (Figure 50, Tableaux 7 et 8). Ce contexte de variation des gradients isotopiques (variations saisonnières et interannuelles) complique l'interprétation des altitudes de recharge des aquifères et introduit une incertitude importante. En négligeant les précipitations estivales qui participent pas ou peu à la recharge des aquifères, la variabilité interannuelle du gradient isotopique apparaît moins forte. La pente moyenne interannuelle sans les pluies d'été est de $-0.186 \pm 0.012 \text{‰}/100\text{ m}$ ($\delta^{18}\text{O}$), l'ordonnée à l'origine interannuelle $-7.85 \pm 0.48 \text{‰}$ ($\delta^{18}\text{O}$). Pour évaluer les altitudes de recharge des aquifères (cf. § 5.2.2), nous avons considéré la paramétrisation obtenue avec la moyenne interannuelle des signatures isotopiques pondérées sans l'été.

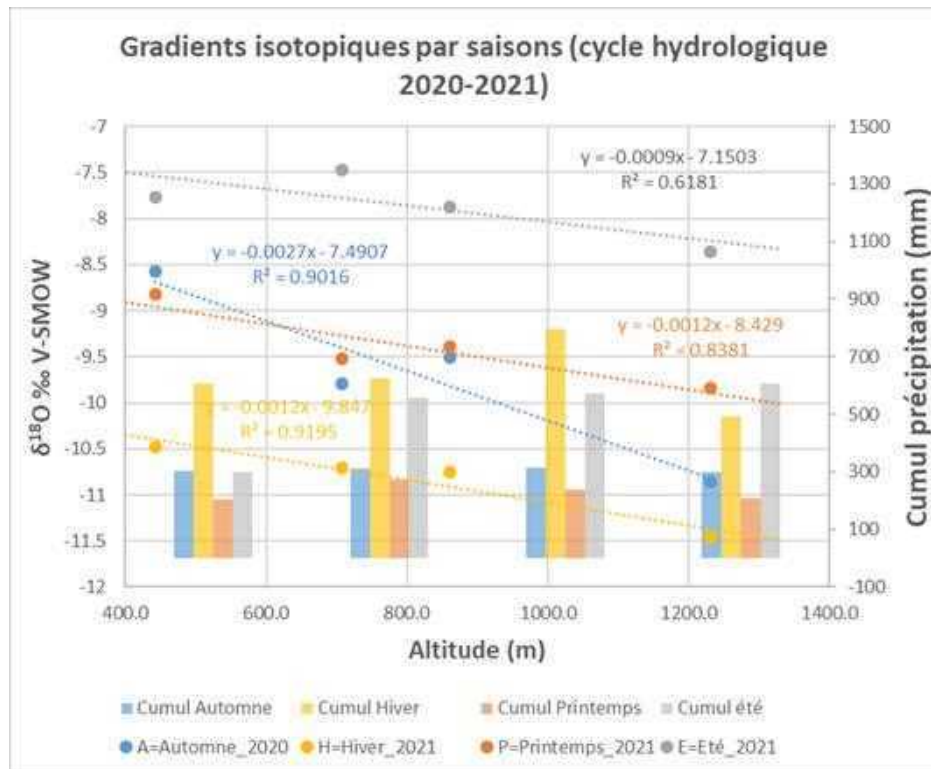


Figure 50. Gradients isotopiques par saisons (exemple du cycle hydrologique 2020/2021)

Tableau 7. Synthèse des résultats par saisons

Cycle 2021/2022	Automne	Hiver	Printemps	Été
Pente ($\delta^{18}\text{O}/100\text{m}$) en ‰	-0.19	-0.15	-0.25	-0.15
Ordonnée à l'origine ($\delta^{18}\text{O}$ ‰)	-7.99	-7.39	-6.27	-3.8
Coefficient corrélation	0.74	0.92	0.82	0.92
Cycle 2020/2021	Automne	Hiver	Printemps	Été
Pente ($\delta^{18}\text{O}/100\text{m}$) en ‰	-0.27	-0.12	-0.12	-0.09
Ordonnée à l'origine ($\delta^{18}\text{O}$ ‰)	-7.49	-9.85	-8.43	-7.15
Coefficient corrélation	0.90	0.92	0.84	0.62
Cycle 2019/2020	Automne	Hiver	Printemps	Été
Pente ($\delta^{18}\text{O}/100\text{m}$) en ‰	-0.28 *-0.29	-0.37 *-0.37	-0.09 *-0.1	0.07 *0.07
Ordonnée à l'origine ($\delta^{18}\text{O}$ ‰)	-6.62 *-6.66	-7.34 *-7.28	-7.09 *-7.21	-6.46 *-6.61
Coefficient corrélation	0.91* *0.89	0.97 *0.93	0.21 *0.16	0.07 *0.04

*En considérant les données de Lhosmot et al 2022

Tableau 8. Synthèse des résultats par cycles hydrologiques sans les précipitations des périodes estivales

	Cycle 2019/2020 (sans été)	Cycle 2020/2021 (sans été)	Cycle 2021/2022 (sans été)
Pente ($\delta^{18}\text{O}/100\text{m}$) en ‰	-0.19 -0.2*	-0.16	-0.20
Ordonnée à l'origine ($\delta^{18}\text{O}$ ‰)	-7.42 -7.47*	-8.96	-7.19
Coefficient corrélation	0.85 0.79*	0.92	0.99

*En considérant les données de Lhosmot et al 2022

5.2.2. Estimation de l'altitude de recharge des aquifères karstiques étudiés

a) Principaux systèmes karstiques

Pour évaluer les altitudes de recharge des aquifères, nous avons considéré les signatures isotopiques mesurées en période de basses eaux (septembre) qui sont supposées représentatives des zones noyées aquifères (i.e., non influencées par la recharge) et le gradient isotopique moyen interannuel calculé à partir des mesures effectuées aux cours des cycles 2019/2020; 2020/2021 et 2021/2022 (cf §5.2.1). Dans un premier temps, la Figure 51 permet d'illustrer l'écart entre l'altitude d'émergence de la source et l'altitude théorique de sa zone de recharge déduite en projetant la signature isotopique de la source sur la droite du gradient isotopique altitudinal. Dans un second temps, la synthèse des altitudes de recharge estimées des systèmes karstiques étudiés est reportée dans le Tableau 9.

En considérant les incertitudes, les altitudes de recharge estimées à partir des isotopes stables de l'eau Tableau 9 apparaissent globalement comparables aux altitudes moyennes des impluviums karstiques considérées dans le cadre du stage de Benoit (2023) et calculées à partir des données du MNT 25m et des impluviums karstiques définis par Charlier et al. (2014).

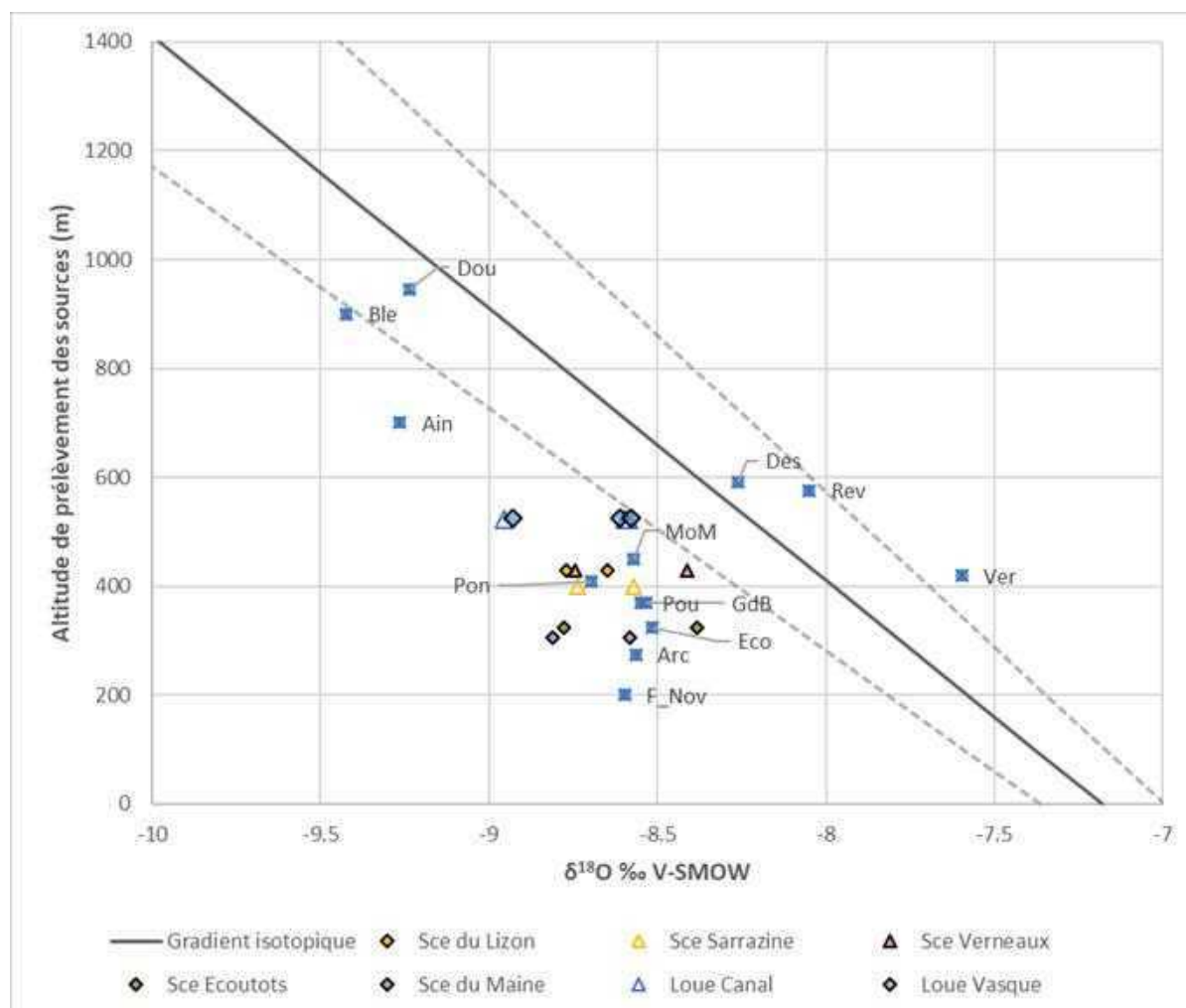


Figure 51. Compositions isotopiques en ^{18}O (en ‰ vs SMOW) en fonction de l'altitude de prélèvement des sources (en m). En trait plein : gradient altitudinal défini avec les données des précipitations des 4 collecteurs du réseau d'observation [Merey-sous-Montrond (442 m), Montmahoux (707 m), Bulle (861 m) et Roche Jean (1222 m)]. En traits pointillés, les bornes extrêmes de l'incertitude du gradient isotopique altitudinal. L'erreur sur les mesures isotopiques est de ± 0.1 ‰.

Tableau 9. Synthèse des estimations des altitudes de recharge des systèmes karstiques étudiés à partir du gradient pluviométrique $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰ vs SMOW) et de la surface de l'impluvium supposé ; en bleu les sites où les écarts sont les plus importants

Nom source	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude de recharge (m) estimée ($\delta^{18}\text{O}$)	Altitude moyenne de l'impluvium karstique supposé de la source (MNT)
Forage F2 Novillars (8/9/2022) (F_Nov)	-8.59 ‰	708 ±200 m	
Source de l'Ain (7/9/2022) (Ain)	-9.26 ‰	1042 ±200 m	954-957 m* S=85 à 100 km ² (BH min-BH max)
Source Baume-Archée (6/9/2022) (Arc)	-8.56 ‰	692 ±200 m	799 m* S=157-180 km ² (BH min-BH max)
Sce Bleue Malbuisson (7/9/2022) (Ble) *	-9.42 ‰	1121 ±200 m	1046 m* S=19-24km ² (BH min-BH max)
Source du Dessoubre (7/9/2022) (Des)	-8.26 ‰	540 ±200 m	830 – 856 m* S=59-82 km ² (BH min-BH max)
Source du Doubs (7/9/2022) (Dou)	-9.23 ‰	1027 ±200 m	1211-1214 m* S=54-71 km ² (BH min-BH max)
Source Gd Bief (6/9/2022) (GdB)	-8.53 ‰	676 ±200 m	725-726 m* S=35-42 km ² (BH min-BH max)
Source Pontet (6/9/2022) (Pon)	-8.69 ‰	758 ±200 m	772-876 m* S=13-43 km ² (BH min-BH max)
Source Poutot (6/9/2022) (Pou)	-8.54 ‰	684 ±200 m	698-702 m* S=41-44 km ² (BH min-BH max)
Source Reverotte (7/9/2022) (Rev)	-8.04 ‰	434 ±200 m	736-738 m* S=59-82 km ² (BH min-BH max)
Source_Moulin_Miguet (7/9/2022) (MoM)	-8.57 ‰	696 ±200 m	888-881 m* S=43-48 km ² (BH min-BH max)
Source Loue Canal	-8.7 ‰ ± 0.2 ‰ (moyenne sept. 2020,2021 ;2022)	767 ±200 m	855-870 m * S=135-210 km ² *(BH min-BH max)
Source de la Loue Vasque	-8.7 ‰ ± 0.1 ‰ (moy sept. 2020,2021 ;2022)	764 ±200 m	855-870 m * S=135-210 km ² *(BH min-BH max)
Source du Verneau	-8.5 ‰ ± 0.2 ‰ (moy sept. 2020,2021)	699 ±200 m	743-747 S=15-17 km ² *(BH min-BH max)
Source de l'Ecoutôt	-8.5 ‰ ± 0.1 ‰ (moy sept. 2020,2021 ;2022)	689 ±200 m	614-616 m * Brême-Maine-Ecoutôt S=289-311 km ² *(BH min-BH max)
Source du Maine	-8.6 ‰ ± 0.1 ‰ (moy sept. 2020,2021 ;2022)	758 ±200 m	614-616 m * Brême-Maine-Ecoutôt S=289-311 km ² *(BH min-BH max)
Source du Lison	-8.5 ‰ ± 0.2 ‰ (moy sept. 2020,2021 ;2022)	709 ±200 m	714-717 m* *S=141 à 152 km ² (BH min-BH max)
Sce Sarrazine)	-8.5 ‰ ± 0.2 ‰ (moy sept. 2020,2021 ;2022)	665 ±200 m	714-717 m* *S=141 à 152 km ² (BH min-BH max)
* Stage BENOIT Sylvain (2023)			

Pour les sources Reverotte et Dessoubre, et dans une moindre mesure Moulin Miguet prélevées le 07/09/2022, les altitudes estimées à partir des isotopes stables apparaissent toutefois plus faibles que celles calculées à partir des délimitations supposées des impluviums karstiques. Une hypothèse est avancée pour expliquer l'écart entre les 2 approches. Le gradient isotopique établi dans cette étude s'appuie sur les mesures des 4 postes d'observation installés sur les communes de Merey-sous-Montrond (442 m), Montmahoux (707 m), Bulle (861 m) et RocheJean (1222 m). Les impluviums karstiques des sources de Reverotte et Dessoubre sont situés au nord-est de ce gradient, à une distance suffisamment importante pour qu'il ne soit plus forcément représentatif de la pluviométrie locale. L'estimation des altitudes moyennes de recharge du Dessoubre et de la Reverotte doivent donc être réalisée avec prudence dans ces secteurs. Une autre hypothèse peut également être avancée. C'est celle d'une influence des précipitations tombées sur les impluviums les jours précédents sur des systèmes karstiques supposés très réactifs à la pluie, nécessitant alors de considérer que la signature des eaux prélevées aux sources n'est pas représentative de la zone noyée des aquifères. Dans ce contexte, les 23 mm de pluie relevés à

la station d'Epenoy entre le 01/09/22 et le jour du prélèvement ont pu générer un écoulement d'eau d'infiltration récente qui se serait mélangé à la part d'eau issue de la zone noyée. Une telle modification de la signature de l'eau de la source conduirait, dans le cas présent, à sous-estimer les altitudes moyennes des zones de recharge des systèmes karstiques calculées par l'approche isotopique. Pour le système du Verneau, c'est cette dernière hypothèse qui est mise en avant pour exclure les résultats de septembre 2022. Fautes d'informations complémentaire en basses eaux, il n'est pas possible de privilégier l'une des deux hypothèses pour les systèmes du Dessoubre et de la Reverotte.

b) Focus sur le karst sous couverture

Pour le forage F2 Novillars (BSS003ZBHU, altitude = 251 m), la signature isotopique appauvrie en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O} = -8.6 \text{ ‰}$) des eaux pompées suggère une altitude moyenne de recharge élevée de l'ordre de $700 \text{ m} \pm 200 \text{ m}$ ce qui interroge l'origine de l'eau de cet aquifère karstique prélevée dans le jurassique moyen (Dogger) sous couverture marneuse Oxfordienne. En effet, l'impluvium de recharge supposé situé au nord d'Amagney (« Bois de Sassy ») ne dépasse pas 510 m d'altitude et la recharge par les précipitations à des altitudes inférieures à 510 m ne permet pas d'expliquer les valeurs des signatures isotopiques observées dans l'eau du forage. Des études précédentes (Robbe, 2001 ; Maunier et Villeneuve, 2019) ont également mis en évidence des signatures appauvries en isotope lourds ($\delta^{18}\text{O} = -9 \text{ ‰}$ en 2001 ; $\delta^{18}\text{O} = -8.4 \text{ ‰}$ en 2019) pour les eaux du karst sous couverture situées dans le secteur de Novillars.

Dans ce contexte, on ne peut pas invoquer un problème de représentativité des résultats mais plutôt chercher une explication hydrogéologique. A l'est de Novillars, le Doubs est en contact direct avec les calcaires aquifères du jurassique moyen. Le contexte structural complexe caractérisé par la présence de nombreuses failles qui recoupent le Doubs favorise l'existence de potentiels drains importants (Berthaut et al, 2017). Dans cette étude, la signature isotopique du Doubs à Mathay a été caractérisée en basses et moyennes eaux (respectivement : -8.6 ‰ en septembre 2022, -8.8 ‰ en novembre 2020). Les valeurs mesurées dans le Doubs en amont des zones de pertes présumées sont appauvries en isotopes lourds (du fait des apports des parties situées en altitude du bassin versant du Doubs) et pourraient expliquer les valeurs mesurées dans le karst sous couverture de Novillars. Ainsi, l'hypothèse d'une connexion hydraulique (importante ?) entre les eaux de surface du Doubs et les eaux du karst profond du secteur de Novillars serait à privilégier pour expliquer les signatures appauvries mesurées. C'est également une hypothèse qui permet d'expliquer la présence du Tétrachloroéthylène dans les eaux du karst sous couverture marneuse (présence mise en évidence par des études antérieures de Berthaut et al, 2017 ; Maunier et Villeneuve 2019). En effet, Berthaut et al, 2017 rapportent que des concentrations élevées en Tétrachloroéthylène (20 µg/kg) ont été mesurées dans les sédiments du Doubs plus en amont dans le secteur de Voujeaucourt. Dans ce contexte, on ne peut pas exclure que les sédiments du Doubs dans le secteur des pertes présumées (Doubs au contact des calcaires aquifères du jurassique moyen) soient également chargés en Tétrachloroéthylène. Des mesures complémentaires des teneurs en Tétrachloroéthylène des sédiments dans ce secteur pourraient faire avancer les réflexions.

5.2.3. Informations apportées par les suivis isotopiques de l'eau du sol (lysimètre)

La Figure 52 présente l'évolution de la signature isotopique de l'eau gravitaire du sol collectée à 50 cm de profondeur dans les lysimètres « témoin » du dispositif expérimental de Montmahoux. Les signatures mesurées à la base du sol sont comparées à la chronique des précipitations du collecteur de Montmahoux (Alt. 707 m) et aux concentrations des chroniques moyennes pondérées de la pluie en considérant un filtre « glissant » de période de 3 mois avec et sans décalage temporel (Figure 52 et Figure 53, respectivement).

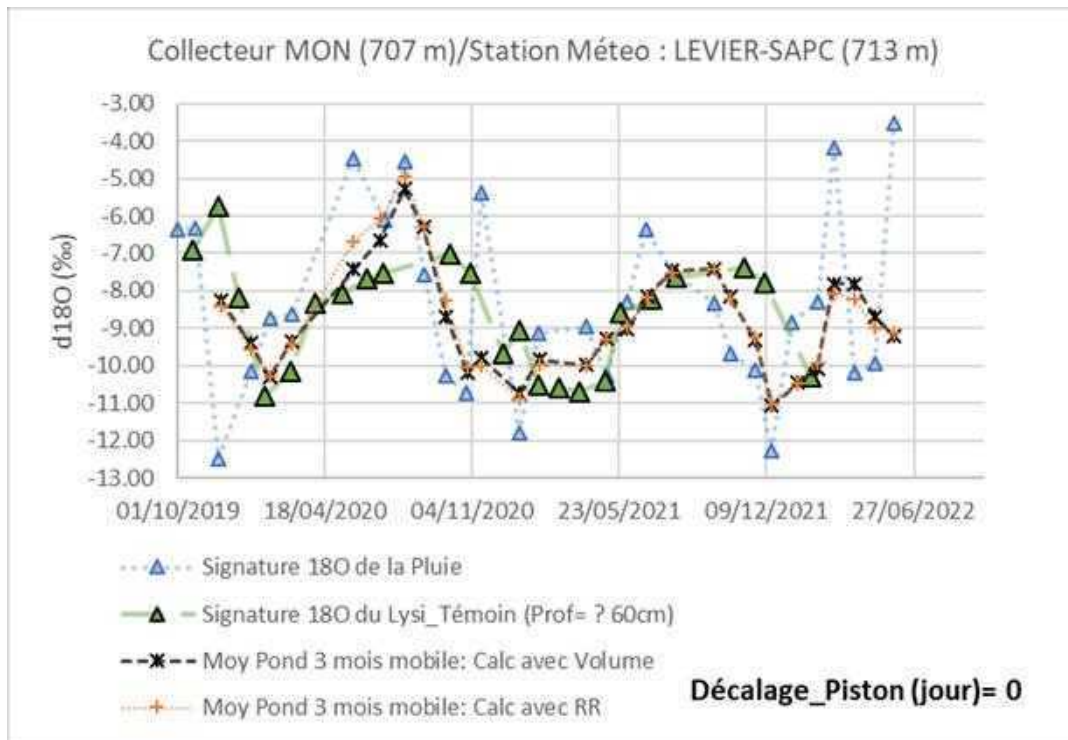


Figure 52. Evolution de la signature isotopique de la pluie et de la signature de la pluie pondérée par le volume récolté par le pluviomètre totalisateur (ou la pluie RR de la station Météo France de Levier) en considérant une fenêtre glissante de 3 mois. La signature du lysimètre L15 de la station expérimentale de Montmahoux est reportée (prof L15= 50 cm)

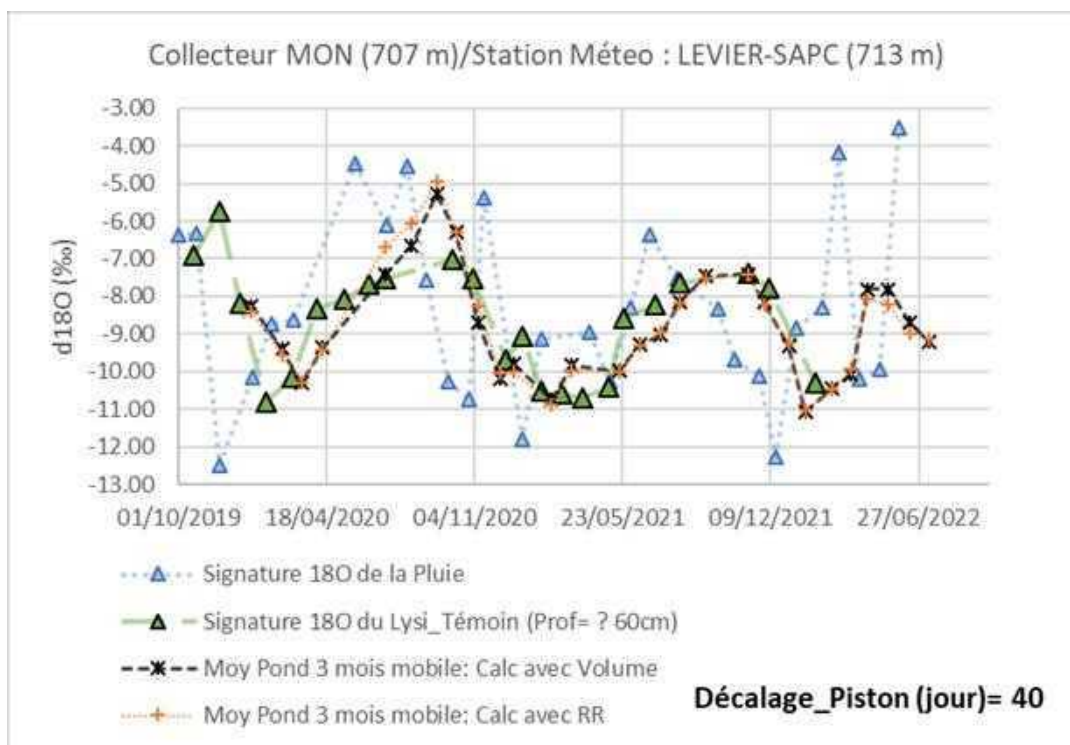


Figure 53. Evolution de la signature de la pluie pondérée par le volume récolté par le pluviomètre totalisateur (ou la pluie RR de la station Météo France de Levier) en considérant une fenêtre glissante de 3 mois et un décalage de transfert piston de 40 jours. Les signatures isotopiques de la pluie et du lysimètre L15 de la station expérimentale de Montmahoux sont reportées (prof= 50 cm)

La signature isotopique de l'eau à la base du sol présente une gamme de variation isotopique atténuée et décalée par rapport aux précipitations (Figure 52). L'allure de l'évolution suggère l'existence d'un phénomène de mélange puis de transfert par effet piston de l'eau de pluie infiltrée dans le sol. La chronique moyenne pondérée de la pluie calculée avec un filtre de moyenne mobile de 3 mois permet globalement de reproduire la gamme de variation mesurée dans le sol notamment pour le cycle 2020/2021. La prise en compte d'un décalage temporel de 40 jours permet de mieux rendre compte des évolutions observées (Figure 53). Dans ce contexte, l'ordre de grandeur du temps de résidence de l'eau dans le sol serait d'environ 3 à 4 mois et l'écoulement se ferait suivant une modalité de type Piston-Exponentiel en suivant la nomenclature définie par Maloszewski et Zuber, 1982 (cf. Annexe 4).

5.2.4. Caractérisation des modalités du transfert de l'eau gravitaire dans le sol (lysimètre site expérimental de Montmahoux)

Dans le but de mieux comprendre les modalités du transfert de l'eau dans le sol à l'aide des isotopes de la pluie et des solutions de sol, une approche méthodologique hydro-isotopique reposant sur le calcul de la pluie efficace a été mis en œuvre (Figure 54).

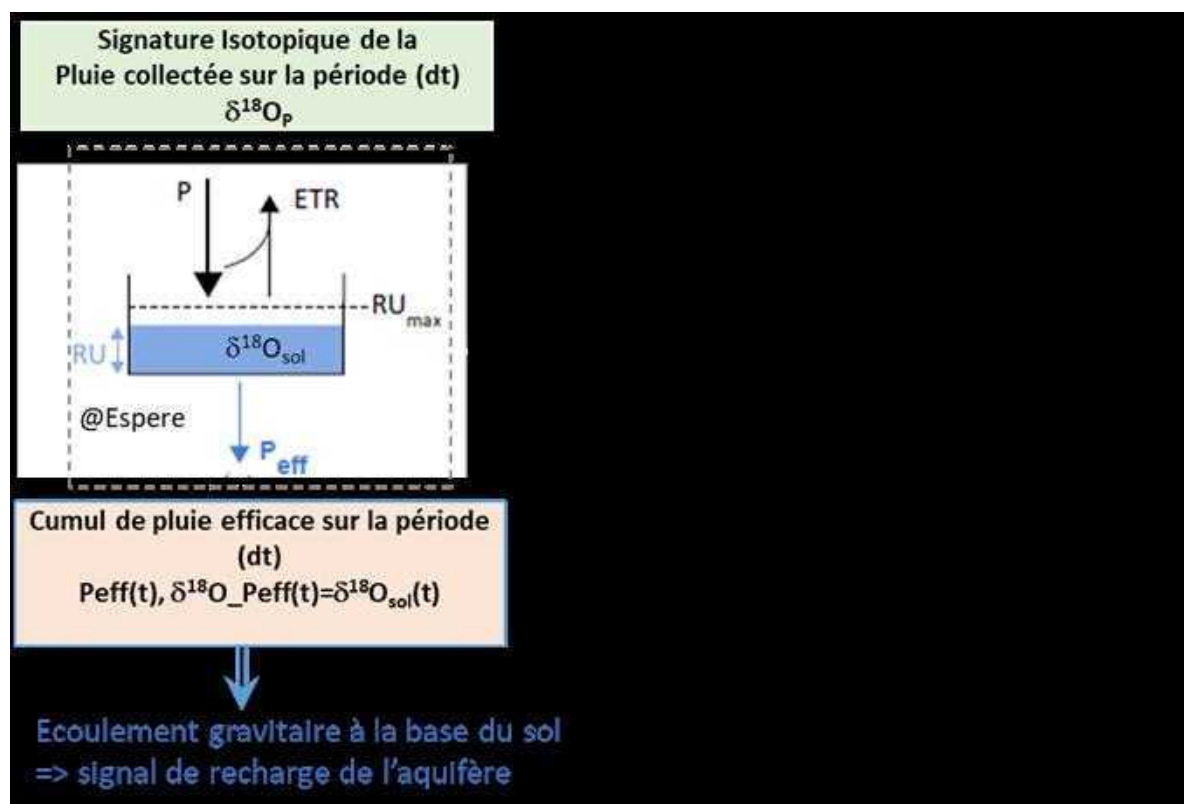


Figure 54. Schéma conceptuel d'infiltration et de bilan isotopique de l'écoulement gravitaire à la base du sol

Le calcul de la pluie efficace a été réalisé à l'aide de la méthode de bilan hydrique de Thornthwaite implémentées dans le logiciel ESPERE (Lanini et al, 2016, Lanini et Caballero, 2020). L'évapotranspiration ne provoque pas de fractionnement isotopique de l'eau du sol et n'affecte donc pas la signature isotopique de l'eau de pluie infiltrée, seul le stock d'eau du réservoir sol est modifié par le processus d'évapotranspiration. Cette propriété permet donc d'estimer l'évolution de la signature isotopique de l'eau du sol et donc de l'eau gravitaire en considérant les flux de pluie efficace et les signatures isotopiques dans la pluie. Le calcul a été réalisé pour différentes valeurs de RU_{max} avec ou sans prise en compte d'un effet piston dans le réservoir sol. Pour la

période antérieure au mois de septembre 2019, l'évolution isotopique des précipitations a été estimée à partir des données de la station de La Brévine (GNIP) située en Suisse et des données de précipitation de la maille SAFRAN 4560 en considérant une correction isotopique de 1 ‰ et une correction de 10% de la hauteur de pluie pour tenir compte de l'effet d'altitude entre les 2 stations.

La Figure 55 présente l'évolution des signatures isotopiques de l'eau du sol calculée par le modèle de bilan hydro-isotopique pour 4 configurations de réserve utile (RU) du réservoir sol ([A] $RU_{max}=30$ mm, [B] $RU_{max}=100$ mm, [C] $RU_{max}=150$ mm et [D] $RU_{max}=300$ mm), en considérant un décalage (Piston) de 30 jours dans le sol. Pour rendre compte de la gamme de variation de la signature isotopique de l'eau du sol échantillonnée à la base du lysimètre, il faut considérer une réserve utile très importante pour le réservoir sol, supérieure à 150 mm ([D] $RU_{max}=300$ mm). Un sol avec une faible réserve utile ([A] $RU_{max}=30$ mm) ne permet pas d'expliquer la gamme observée à la base du sol, les variations isotopiques calculées par le modèle au cours des cycles hydrologiques apparaissent significativement plus grandes que celle calculées par le modèle ([D] $RU_{max}=300$ mm).

Les premières estimations de la RU_{max} à partir de l'analyse de type de sols (Menubarbe, 2022) donnent des valeurs comprises entre 80 et 150 mm pour le lysimètre témoin. Elles ne permettent pas non plus de reproduire de manière optimale les signaux isotopiques très tamponnés de l'eau à la base du sol (cf. [B] et [C]). En conclusion, **nous retiendrons que le lysimètre témoin de Montmahoux est caractérisé par une RU très élevée, supérieure à 150 mm, en grande partie expliquée par les sols profonds de la parcelle (lysimètre placé à 60 cm de profondeur). En tenant compte de la forte variabilité des sols sur les formations calcaires, dont l'épaisseur peut varier de quelques cm à plusieurs dizaines de cm, la RU moyenne à l'échelle du bassin du Verneau est plus basse, probablement comprise entre 25 et 100 mm.** C'est très probablement également le cas pour les différents bassins d'alimentations des sources situées dans le bassin de la Loue.

Pour le système karstique du Verneau, les sols de l'impluvium karstique provoquent une importante atténuation de la variabilité isotopique saisonnière de l'eau de pluie infiltrée, la signature de l'eau de recharge apparaît globalement comprise entre -11 et -7 ‰ au cours des cycles hydrologiques étudiés. La signature isotopique de l'eau du Verneau présente quant à elle peu de variation autour de la valeur de -9 ‰ ($\delta^{18}O$) ce qui indique globalement que le mélange des eaux de recharge avec l'eau contenue dans réservoir de la zone noyée de l'aquifère s'accompagne de nouveau d'une atténuation de la variabilité saisonnière des eaux d'infiltration.

Le calcul de la moyenne pondérée des flux isotopiques des eaux de recharge calculés par le modèle hydro-isotopique en considérant des fenêtres de pondération mobile peut permettre de donner un ordre de grandeur du temps de résidence de l'eau au sein de la zone noyée de l'aquifère. Pour évaluer cette ordre de grandeur, il faut au préalable qualifier la signature isotopique des eaux de la source en période d'étiage lorsque la vidange de l'aquifère n'est pas influencée par les eaux de recharge. Pour reproduire les signatures isotopiques des basses eaux mesurées aux mois de septembre 2020 et septembre 2021 (Figure 56), il faut considérer les résultats du flux isotopique pondéré de l'eau de recharge par une fenêtre glissante de 18 mois. Cette ordre de grandeur du temps de résidence de l'eau dans la zone noyée sera comparé aux résultats des datations avec les gaz anthropiques (§ 5.3.2a)).

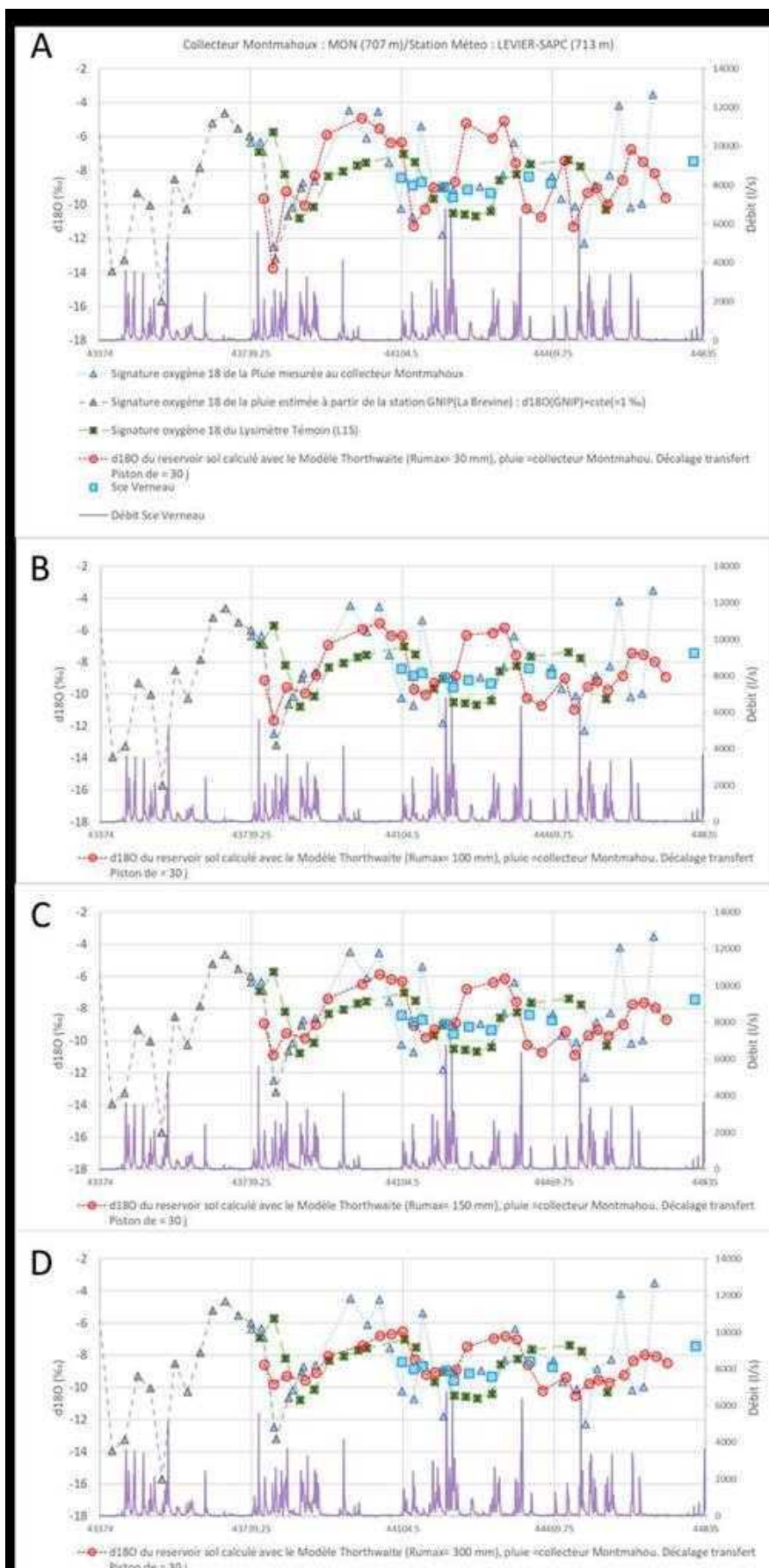


Figure 55. Evolution des signatures isotopiques mesurées dans la pluie (Montmahoux) et le lysimètre L15 de la station expérimentale (CIA25-90). La signature isotopique calculée par le modèle de bilan hydro-isotopique est présentée pour 4 configurations de réserve utile du réservoir sol ([A] Rumax=30 mm, [B] Rumax=100 mm, [C] Rumax=150 mm, [D] Rumax=300 mm) en considérant un décalage (Piston) de 30 jours dans le sol. Les débits de la source du Verneau ainsi que l'évolution de sa signature isotopique sont également reportés.

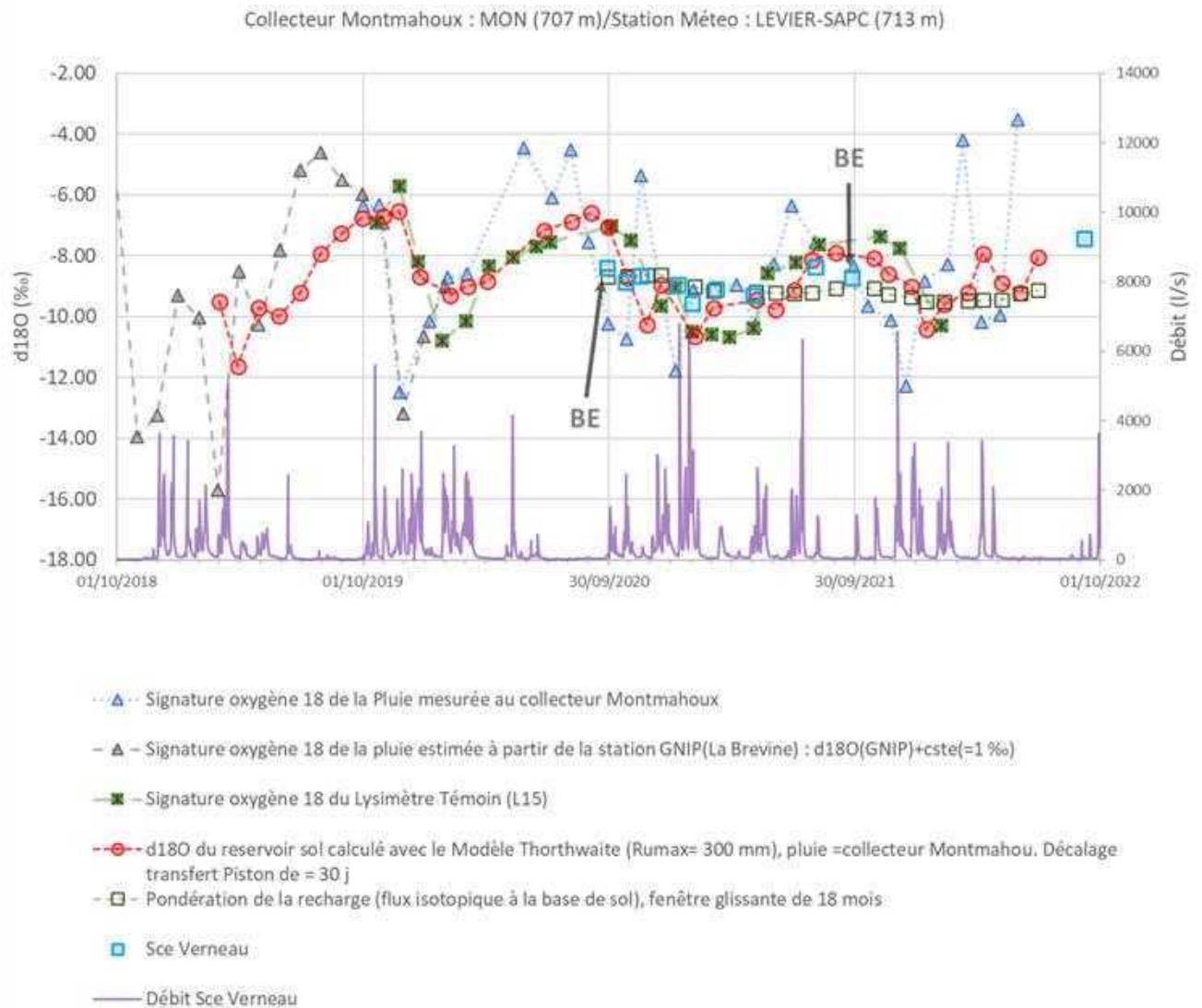


Figure 56. Evolution des signatures isotopiques de l'eau du sol calculées par le modèle de bilan hydro-isotopique avec une réserve utile (RU_{max}) de 300 mm, et en considérant un décalage (Piston) de 30 jours dans le sol. L'évolution de la signature isotopique de la chronique pondérée de l'eau de recharge est également reportée (chronique du flux isotopique pondérée avec une fenêtre glissante de 18 mois). L'évolution de la signature isotopique du Verneau et du débit sont également reportés ainsi que la signature isotopique des précipitations.

5.3. GAZ NOBLES ET GAZ ANTHROPIQUES DISSOUS

Des **analyses CFC/SF6 et gaz noble** (Ne, Ar) pour la datation des eaux ont été réalisées pour certaines sources, en période de basses et moyennes eaux. Cela permet d'accéder aux temps de résidence de la zone noyée de l'aquifère (en basses eaux) et d'obtenir des informations sur l'importance de la contribution récente de la recharge à l'écoulement global (en moyennes eaux). Par ailleurs, ces informations vont permettre d'amener un éclairage sur les modalités de la recharge, par l'examen de l'excès d'air. Une synthèse des données de datation sur les eaux souterraines du massif du Jura (focus sur le Haut-Doubs) a également été réalisée à partir des données de Tritium de l'étude de Blavoux et al. (1979).

5.3.1. Température de recharge : informations apportées par les gaz nobles dissous (Ar/N₂)

La Figure 57 permet d'illustrer, en exemple pour la source de la Loue, les résultats obtenus par la procédure de calcul précédemment détaillée. L'altitude de recharge considérée correspond à l'altitude moyenne des impluviums des systèmes karstiques calculée par le MNT de la zone d'étude (Charlier et al., 2014). La synthèse des calculs de la température de recharge (T_{GN}) et de l'excès d'air (EA) à partir des concentrations des gaz dissous (Ar, N₂) mesurées lors des campagnes de prélèvement est reportée dans le Tableau 10.

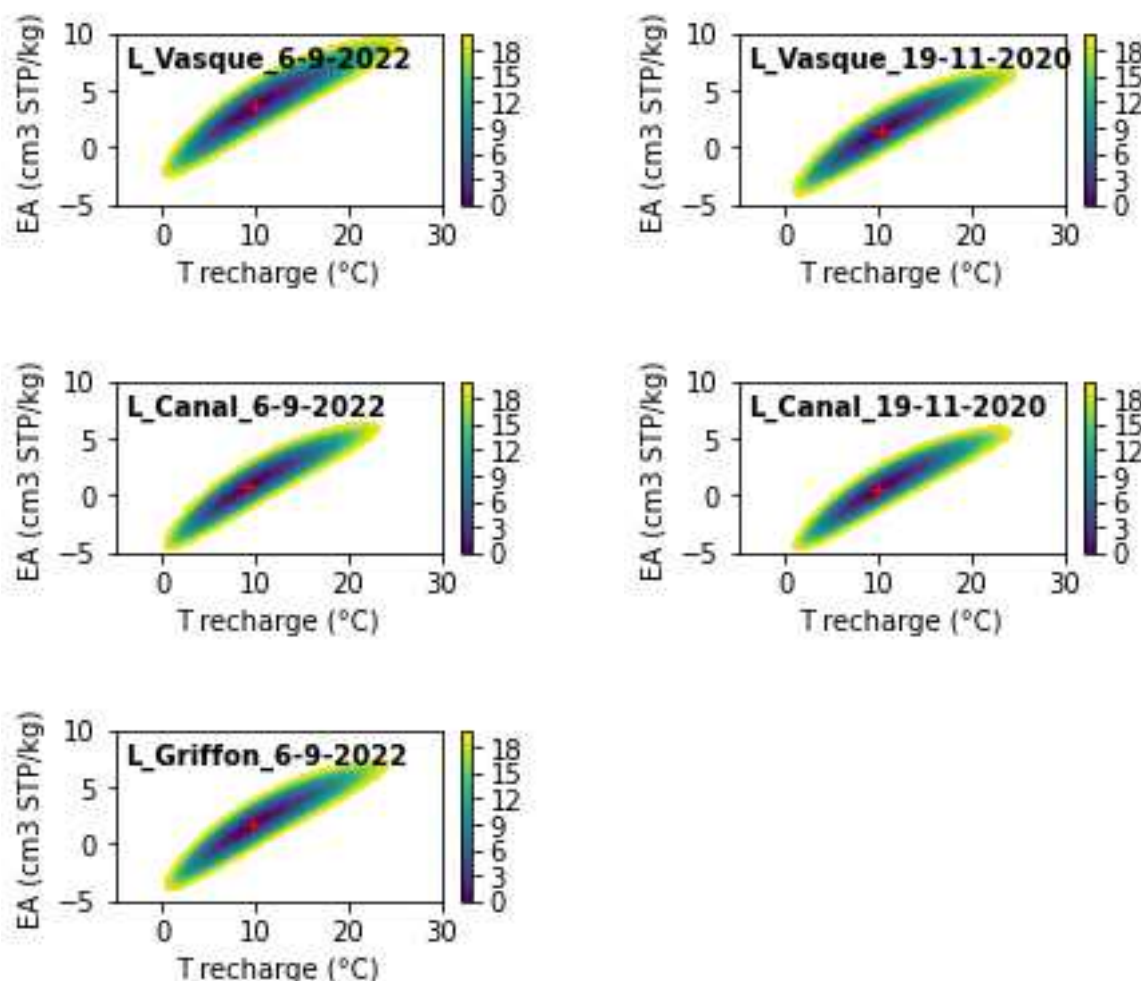


Figure 57. Calcul de la température de recharge (T_{GN}) et de l'excès d'air (EA) à partir des concentrations des gaz dissous (Ar, N₂) pour la source de la Loue. Les ellipses présentent l'évolution de l'erreur (X^2 , cf texte) en fonction de l'excès d'air et de la température de recharge. La croix rouge permet de repérer la valeur minimale retenue.

Les températures de recharge (T_{NG}) calculées à l'aide de l'argon sont comparées aux températures de l'eau à la source (Tableau 10) et à l'évolution des température moyennes interannuelles¹³ de l'air mesurées aux stations météo France de Levier (altitude : 713 m) et Pontarlier (altitude : 831 m) (Figure 58).

¹³ Calcul des moyennes décadales sur la période 2000-2019 puis calcul des moyennes interannuelles (+ écart-type) entre janvier et décembre.

En période de basses eaux (sept. 2022, Figure 58), la température de l'eau des sources apparaît significativement supérieure à la température de la recharge estimée à l'aide de l'argon (Tableau 10). La confrontation des résultats (T_{NG}) avec la température moyenne interannuelle confirme que les réserves du karst, qui assurent l'écoulement des sources en basses eaux, sont rechargées lors des périodes plus froides du cycle hydrologique : la température moyenne apparente des eaux de recharge présente des valeurs proches de celles des mois du printemps et de l'automne, ce résultat n'exclue pas la possibilité de recharge hivernale.

Les résultats obtenus par les gaz nobles ne permettent pas de préciser s'il s'agit de la recharge du cycle hydrologique en cours, où des cycles précédents. Cette question sera abordée avec les traceurs gazeux anthropiques (CFC/SF6).

En période de hautes eaux (Nov. 2020), la température de l'eau des sources apparaît comparable à la température de la recharge calculée à l'aide de l'argon ce qui suggère que l'écoulement est majoritairement issu de la recharge des pluies récentes (Octobre-Novembre, Figure 58) qui ont généré les épisodes de crue.

Tableau 10. Température de recharge (T_{GN}) et excès d'air (EA)

'Ref.Ech'	Alt (impluvium)	T(°C) Eau *	T_{NG} (°C)	2sigma	EA (cm ³ STP/kg)	2sigma
'L_Vasque_19-11-2020'	840	10.2	10.1	0.3	1.43	0.02
'L_Vasque_6-9-2022'	840	12.2	9.8	0.3	3.55	0.02
'L_Canal_19-11-2020'	840	9.6	10.0	0.3	0.62	0.02
'L_Canal_6-9-2022'	840	11.7	9.1	0.3	0.82	0.02
'L_Griffon_6-9-2022'	840	11.4	9.5	0.3	1.66	0.02
'Sce_Archée_6-9-2022'	700	10.6	7.3	0.3	2.92	0.33
'Lison_18-11-2020'	710	9.4	9.7	0.3	2.54	0.35
'Lison_7-9-2022'	710	9.7	7.4	0.3	2.3	0.3
'Sce_Verneau_7-9-2022'	650	11.4	9.7	0.3	0.92	0.02
'Sce_Verger_Nans_7-9-2022'	600	10.6	8.7	0.3	0.47	0.02
'Sce_Maine_19-11-2020'	650	10.65	9.5	0.3	1.16	0.02
'Sce_Maine_7-9-2022'	650	11.7	8.9	0.3	0.35	0.02
'F_Novillars_27-9-2022'	600	14.1	9.4	0.3	3.26	0.02
'Doubs-Arcon_18-11-2020'	795	6.9	9.7	0.3	0.40	0.35
'Doubs-Arcon_6-9-2022'	795	17.6	nd	nd	nd	nd
nd: non dosé ; * mesure in situ						

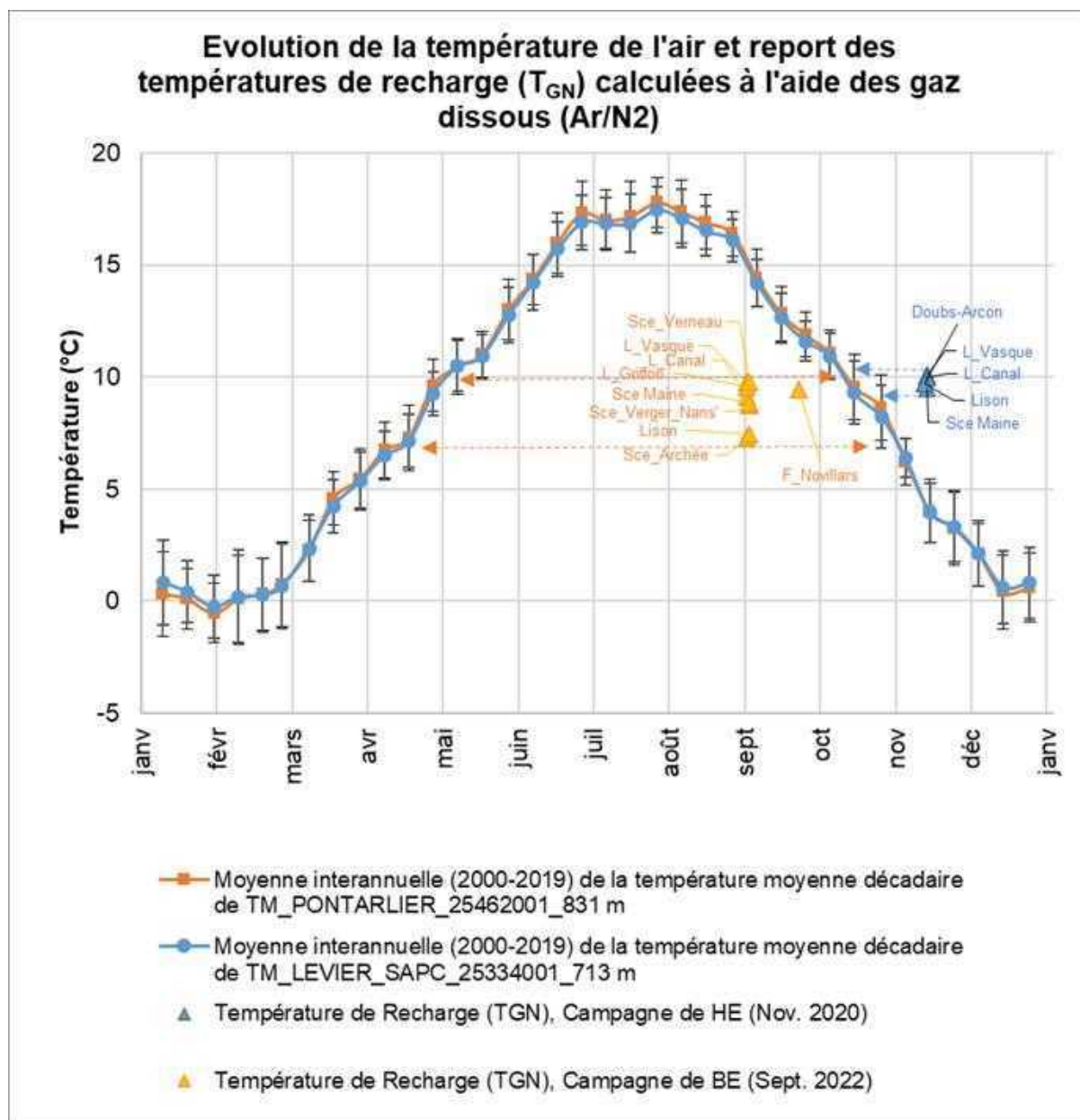


Figure 58. Evolution de la température moyenne décadaire atmosphérique (moyenne interannuelle période 2000-2019) et report des températures de recharge estimée par les gaz nobles.

5.3.2. Datation des eaux souterraines : informations apportées par les gaz anthropiques dissous

a) Résultats avec les traceurs de datation (CFC/SF₆).

Les données des concentrations en CFC et SF₆ mesurées en pmol/L puis converties en pptv sont données respectivement dans le Tableau 11 et le Tableau 12 et illustrées en Figure 59. La conversion des données en pptv a été effectuée en considérant les températures de recharge et d'excès d'air précédemment déterminées à l'aide des gaz dissous (Ar, N₂). Le Tableau 13 présente la synthèse des résultats de datation en précisant la combinaison de gaz considérée dans les calculs. Pour le Doubs à Arçon (Eau de surface), les analyses ont été réalisées pour caractériser les concentrations en CFC et SF₆ de l'eau des pertes qui s'infiltre dans le karst de la Loue (l'âge apparent pour des eaux de surface n'a pas de signification).

Tableau 11. Concentrations en gaz dissous mesurées dans les eaux et estimation des paramètres (T recharge, Excès d'air) à l'aide de l'argon et de l'azote dissous. L'altitude moyenne de recharge des systèmes karstiques est également reportée.

Identifiant	T Eau (°C)	SF6 pmol/l	CFC-12 pmol/l	CFC-11 pmol/l	CFC-113 pmol/l	Alt. de recharge (m)	T recharge (°C)	Excess Air cc/kg
Sce_Maine_(19/11/2020)	10.65	0.0037	2.9	7.7	1.5	650	9.5	1.2
Sce_L_Canal_(19/11/2020)	9.60	0.0036	3.1	9.2	0.48	840	10	0.6
Sce_L_Vasque_(19/11/2020)	10.20	0.0037	2.8	12	0.6	840	10.1	1.4
Sce_Lison_(18/11/2020)	9.40	0.0042	3.3	6.6	0.52	700	9.7	2.5
Dbs_Arcon_(18/11/2020)	6.90	0.0038	2.9	6.1	0.5	890	9.7	0.4
F_Novillars_(27/9/2022)	14.10	0.0031	2.1	3.8	0.4	890	9.4	3.3
Sce_L_Canal_(6/9/2022)	11.70	0.0026	2.2	6.2	0.4	840	9.1	0.8
Dbs_Arcon_(6/9/2022)	17.60	0.0025	1.5	2.9	0.29	890	18	0.5
Sce_Verger_Nans_(7/9/2022)	10.60	0.0038	2.4	4.7	0.48	650	8.7	0.5
Sce_L_Griffon_(6/9/2022)	11.40	0.0028	2.2	7.8	0.43	840	9.5	1.7
Sce_Maine_(7/9/2022)	11.70	0.004	2.5	6.7	1.1	650	8.9	0.3
Sce_Archée_(6/9/2022)	10.60	0.003	2.9	18	0.44	700	7.3	2.9
sce_Verneau_(7/9/2022)	11.40	0.0035	2.4	4.7	0.47	650	9.7	0.9
sce_Lison_(7/9/2022)	9.70	0.003	2.7	5.2	0.48	700	7.4	2.3
Sce_L_Vasque_(6/9/2022)	12.20	0.0025	2.1	11	0.39	840	9.8	3.6

Tableau 12. Concentrations en pptv estimées des échantillons

Identifiant_	SF6 (pptv)	2sigma SF6	CFC-12 (pptv)	2sigma CFC-12	CFC-11 (pptv)	2sigma CFC-11	CFC-113 (pptv)	2sigma CFC-113
Sce_Maine_(19/11/2020)	8.76	0.95	560.72	38.67	388.30	40.34	242.62	32.35
Sce_L_Canal_(19/11/2020)	9.48	1.05	631.62	40.75	488.54	53.10	82.20	8.56
Sce_L_Vasque_(19/11/2020)	8.94	0.97	569.15	40.65	639.54	159.89	102.74	17.12
Sce_Lison_(18/11/2020)	8.84	0.84	640.63	38.83	337.41	35.79	84.79	8.15
Dbs_Arcon_(18/11/2020)	10.18	1.07	586.70	40.46	320.63	42.05	84.71	8.47
F_Novillars_(27/9/2022)	6.11	0.79	407.39	38.80	194.79	20.50	65.03	8.13
Sce_L_Canal_(6/9/2022)	6.45	0.74	427.10	38.83	312.37	35.27	64.63	8.08
Dbs_Arcon_(6/9/2022)	8.95	1.07	444.47	29.63	234.10	16.14	78.65	13.56
Sce_Verger_Nans_(7/9/2022)	9.39	0.99	447.32	37.28	226.33	24.08	74.08	7.72
Sce_L_Griffon_(6/9/2022)	6.41	0.69	432.33	39.30	401.12	41.14	70.73	8.22
Sce_Maine_(7/9/2022)	10.19	1.02	471.51	37.72	326.47	34.11	172.14	31.30
Sce_Archée_(6/9/2022)	5.63	0.75	496.65	34.25	800.44	177.88	61.61	7.00
sce_Verneau_(7/9/2022)	8.61	0.98	468.81	39.07	239.27	25.45	76.93	8.18
sce_Lison_(7/9/2022)	5.94	0.79	466.93	34.59	232.87	26.87	67.89	7.07
Sce_L_Vasque_(6/9/2022)	4.83	0.58	411.88	39.23	572.71	156.19	64.42	8.26

Tableau 13. Synthèse des résultats des âges apparents des eaux échantillonnées en contexte de crues de reprise -novembre 2020 (texte en noir) et en contexte d'été - septembre 2022 (texte en bleu).

Identifiant_	Test Chi2 Choix gaz	Année de Référé nce échantil lon	Date Infiltrat ion du pôle récent/âge	Model	Chi2 Tot	Date infiltrat ion pole ancien/ âge	Age appare nt pole ancien (a)	Age apparent pole récent (a)	% pôle ancien	% pôle récent	Age Apparen t Eau (année)
Sce_Maine_ (19/11/2020)	CFC_12- SF6	2020	2020	A	1.958	2007	13.0	1.0	5%	95 %	1.6 ± 1
Sce_L_Canal (19/11/2020)	CFC_113 -SF6	2020	2020	A	2.464	1998	22.0	1.0	1%	99%	1.2 ± 1
Sce_L_Vasqu e_ (19/11/2020)	CFC_12- SF6	2020	2020	A	2.779	2020	0.0	1.0	100.0%	0.0%	<1
Sce_Lison_ (18/11/2020)	CFC_113 -SF6	2020	2020	A	6.535	2020	0.0	1.0	100.0%	0.0%	<1
Dbs_Arcon * (18/11/2020)	CFC_113 -SF6	2020	2020	A	3.956	2020	0.0	1.0	100.0%	0.0%	<1
F_Novillars_ (27/9/2022)	Tous les gaz	2022	2021	A	1.23	1939	83	1.0	13%	87%	19 ± 4
F_Novillars_ (27/9/2022)	Tous les gaz	2022	1	B	1.990		90a	1.0	20%	80%	12 ± 3
Sce_L_Canal (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	2021	A	0.493	1985	37	1.0	40%	60%	18 ± 4
Sce_L_Canal (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	1	B	1.37		32	1.0	55	45%	15 ± 3
Dbs_Arcon * (6/9/2022)	Tous les gaz	2022	2021	A	6.598	2019	2.0	1.0	93%	7%	2 ± 1
Sce_Verger_ Nans_ (7/9/2022)	Tous les gaz	2022	2021	A	3.483	1990	32	1.0	13%	87%	5 ± 1
Sce_Verger_ Nans_ (7/9/2022)	Tous les gaz	2022	1	B	3.23		65a	1.0	6%	94%	5 ± 1
Sce_L_Griffon_ (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	2021	A	2.404	1987	35	1.0	34%	66%	14 ± 3
Sce_L_Griffon_ (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	2021	B	2.27		28a	1.0	47%	53%	13 ± 3
Sce_Maine_ (7/9/2022)	CFC_12- SF6	2022	2021	A	1.435	2020	1.0	1.0	0%	100%	1 ± 1
Sce_Archée_ (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	2021	A	1.921	1988	34	1.0	37%	63%	12 ± 3
Sce_Archée_ (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	1	B	0.678		18a	1.0	67%	23%	12 ± 3
Sce_Verneau (7/9/2022)	Tous les gaz	2022	2021	A	2.600	1993	29	1.0	20%	80	4 ± 2
Sce_Verneau (7/9/2022)	Tous les gaz	2022	1	B	2.17		8a	1.0	48%	52%	6 ± 2
sce_Lison_ (7/9/2022)	Tous les gaz	2022	2021	A	2.597	1989	33	1.0	40%	60%	13 ± 3
sce_Lison_ (7/9/2022)	Tous les gaz	2022	2021	B	0.569		18a	1.0	70%	30%	14 ± 3
Sce_L_Vasqu e_ (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	2021	A	5.122	1985	37	1.0	40%	60%	19 ± 4
Sce_L_Vasqu ue_ (6/9/2022)	CFC_12- 113_SF6	2022	1	B	1.72		37a	1.0	70%	30%	14 ± 3
* pour les eaux de surface du Doubs, les analyses ont été réalisées afin de caractériser les concentrations en CFC et SF6 de l'eau des pertes qui s'infiltré dans le karst de la Loue (l'âge apparent pour des eaux de surface n'a pas de signification) A : modèle BMM (pôles récent et ancien définis par les concentrations du modèle Piston_PFM) B : modèle BMM (pôles récent et ancien définis par les concentrations du modèle Exponentiel_EM)											

b) Sources de la Loue et de la Baume Archée, et Doubs à Arçon

La source de la Loue a fait l'objet de prélèvements à la vasque, dans le canal et dans le griffon situé à l'aval de Loue-Canal (Figure 13). La source Baume Archée a également fait l'objet d'un échantillonnage lors de la campagne spatiale de basses eaux du mois de septembre 2022.

L'examen des résultats montre que les eaux souterraines prélevées à la vasque de la Loue sont fortement contaminées en CFC11 à des concentrations bien supérieures aux valeurs atmosphériques (Figure 59) ce qui traduit l'existence d'apports anthropiques sur la zone de recharge de l'aquifère sans que l'on puisse préciser leurs origines (pollutions industrielles, agricoles, urbaines). La comparaison avec la signature mesurée sur le Doubs à Arçon (zone de pertes au profit de la Loue) ne permet pas de relier la contamination en CFC11 de Loue-Vasque (autour de 600 pptv) aux eaux de surface qui rechargent le karst. L'origine des valeurs élevées en CFC11 Loue-Vasque serait donc liée aux pressions anthropiques sur l'impluvium. Des valeurs élevées en CFC11 (autour de 800 pptv) sont également mesurées à la source Baume Archée, on note également que les concentrations en CFC11 de Loue Griffon et Loue Canal sont significativement inférieures à Loue Vasque (respectivement de 400 et 300 pptv contre 600 pptv à Loue Vasque) ce qui suggère l'existence de bassins d'alimentation différents et/ou d'une compartimentation de la zone aquifère. Une évolution à la baisse des teneurs en CFC11 semble se dessiner entre les périodes de hautes et basses eaux. Une légère contamination en CFC12 semble également s'observer pour les eaux de Loue Canal en période de hautes eaux, celle-ci ne s'observe pas en période de basses eaux.

En période de hautes eaux, les eaux qui s'écoulent aux résurgences (L-Vasque, L-Canal) sont subactuelles (<1an) tout comme celles du Doubs à Arçon (en hautes et basses eaux). En période de basses eaux (Tableau 13), c'est le modèle exponentiel et/ou le modèle de mélange binaire (BMM) qui permet d'expliquer au mieux les signatures en gaz anthropiques des eaux. L'âge apparent des eaux serait de l'ordre de 20 ± 5 ans selon le modèle EM et/ou compris entre 14 ± 3 ans et 19 ± 3 ans selon les résultats du modèle BMM¹⁴. Pour le modèle BMM, la composante ancienne se serait infiltrée autour des années 1985 (en considérant le schéma interprétatif PFM) ou présenterait un âge apparent de 37 ans (en considérant le schéma interprétatif EM), la part de la composante subactuelle (1an) serait comprise entre 30% et 60% (Tableau 13) selon le modèle interprétatif considéré.

Les âges apparents de Loue Canal et Loue Griffons et Loue Vasque sont comparables compte tenu des incertitudes (Tableau 13). La source Archée présenterait un âge apparent du même ordre de grandeur (12 ± 3 ans) que celui de la source de la Loue.

¹⁴ Pour comparaison, l'âge apparent de la source d'Arcier (05031X0054/S) en période de basses eaux (2017) serait compris entre 20 et 25 ans selon l'étude de datation des captages prioritaires en eau souterraine (Antea R92011, 2018)

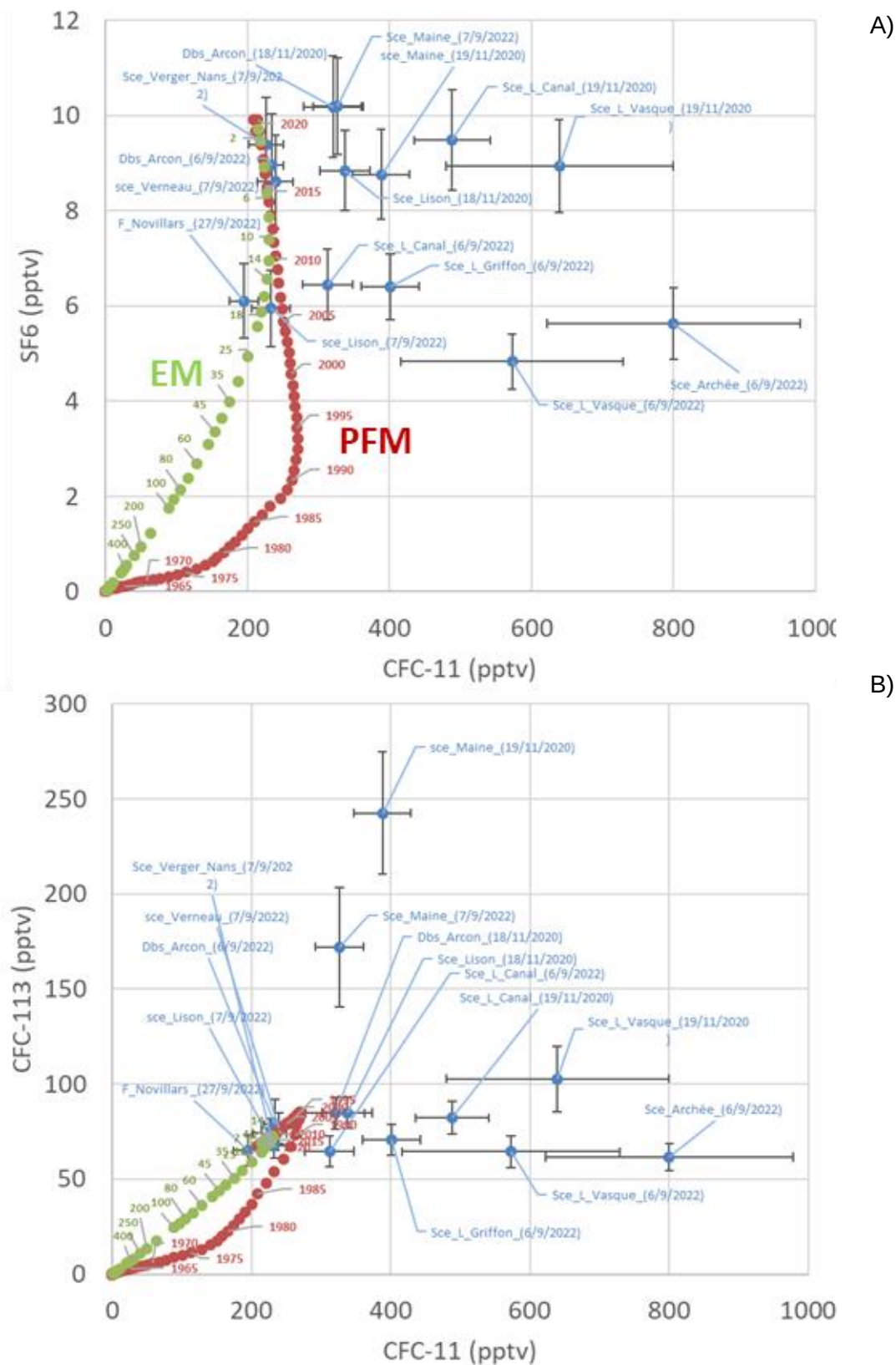


Figure 59. Concentrations des gaz dissous anthropiques SF6, CFC11, CFC 12 et CFC 113 (pptv) sur 4 diagrammes binaires A, B, C, et D ; avec et report des évolutions théoriques des concentrations des modèles exponentiel (EM) et piston (PFM) pour différents âges apparents de l'eau ou période d'infiltration.

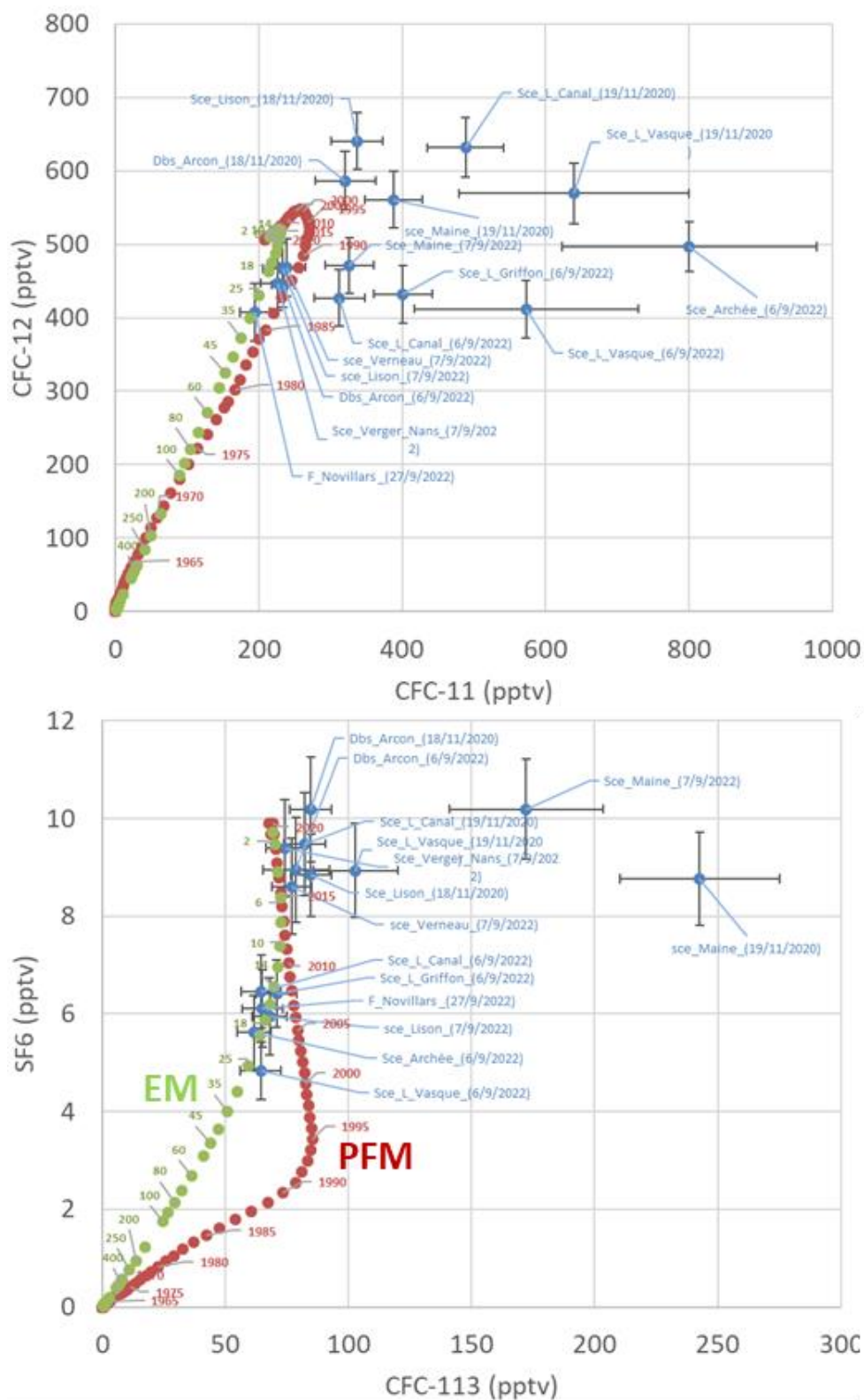


Figure 59. suite

c) Source du Lison

En période de hautes eaux, les eaux qui s'écoulent à la source du Lison sont subactuelles (<1an).

En période de basses eaux (Tableau 13), c'est le modèle exponentiel et/ou le modèle de mélange binaire (BMM) qui permet d'expliquer au mieux les signatures en gaz anthropiques des eaux. L'âge apparent des eaux serait de l'ordre de 15 ± 5 ans selon le modèle EM et/ou compris entre 13 ± 3 ans et 14 ± 3 ans selon les résultats du modèle BMM. Pour le modèle BMM, la composante ancienne se serait infiltrée autour des années 1987(en considérant le schéma interprétatif PFM) ou présenterait un temps de résidence de 28 ans (en considérant le schéma interprétatif EM), la part de la composante subactuelle (1an) serait comprise entre 53% et 66% (Tableau 13) selon le modèle interprétatif considéré.

d) Sources du Verneau et du Verger

Les sources n'ont pas été échantillonnées en période de hautes eaux (nov. 2020).

L'examen des résultats montre que les eaux souterraines prélevées au Verneau et à la source Verger (qui est rattachée à l'impluvium du Verneau) ne présentent pas de signe de contaminations par des sources anthropiques (pollutions urbaines, agricoles, industrielles) dans l'impluvium de recharge.

En période de basses eaux (Tableau 13 et Figure 59), les résultats indiquent que l'âge apparent des eaux serait compris entre 2 et 5 ans (± 2).

e) Source du Maine

La source du Maine apparaît également significativement contaminée en CFC11 et aussi en CFC113 (Tableau 13 et Figure 59). Un doute subsiste concernant les informations du CFC12 et SF6, une contamination n'est pas exclue. Si l'on considère que les informations du CFC12 et SF6 sont valides, l'âge apparent des eaux prélevées à la source du Maine serait sub-actuel en hautes et basses eaux. En hautes eaux, ce résultat s'explique bien par les contributions des eaux de surface au niveau du Puits de la Brême qui alimente la source. Mais en période de basses-eaux, ce résultat est plus surprenant car on s'attendrait à trouver des âges apparents comparables à ceux des sources de la Loue et du Lison compte tenu de l'importance des débits de la source du Maine en étiage ($>2 \text{ m}^3/\text{s}$, cf.§ 4.2) ; surtout que ces valeurs de débits au Maine sont très largement supérieures à celles des eaux de pertes du Puits de la Brême à cette période ($< 100 \text{ L/s}$). Il est alors également possible d'évoquer une contribution d'eaux superficielles par la Loue depuis les zones de pertes, comme mis en évidence par jaugeage différentiel sur le tronçon Lo4–>Lo5 (cf.§ 4.2). Des investigations supplémentaires basées sur de nouveaux prélèvements seront à programmer dans le futur notamment pour qualifier les signatures et âges de l'eau au niveau des zones des pertes de la Brême, dans le réseau karstique au niveau du puits de la Brême et de nouveau à la source du Maine.

f) Forage F2 Novillars (BSS : BSS003ZBHU)

L'examen des résultats indique que les concentrations en gaz dissous (CFC/SF6) des eaux du forage peuvent être expliquées par les apports atmosphériques de la recharge, aucun signe de contamination par des sources anthropiques de gaz n'est mis en évidence dans l'impluvium de recharge.

En période de basses eaux (Tableau 13 et Figure 59), c'est le modèle exponentiel et/ou le modèle de mélange binaire (BMM) qui permet d'expliquer au mieux les signatures en gaz anthropiques

des eaux du forage. L'âge apparent des eaux serait de l'ordre de 15 ± 5 ans selon le modèle EM et/ou compris entre 12 ± 3 ans et 19 ± 4 ans selon les résultats du modèle BMM. Pour le modèle BMM, la composante ancienne se serait infiltrée autour des années 1939 (en considérant le schéma interprétatif PFM) soit globalement avant les premières utilisations/productions des gaz (CFC/SF6) (cf. Figure 59) ou présenterait un âge apparent de 90 ans (en considérant le schéma interprétatif EM), la part de la composante subactuelle (1 an) serait largement majoritaire de l'ordre de 80 à 87% (Tableau 13) selon le modèle interprétatif considéré. Cette contribution importante de la composante sub-actuelle pourrait provenir des pertes du Doubs dans le secteur de Novillars, en cohérence avec la présence de contaminants originaires très probablement du lit du Doubs (cf 5.2.2b)).

5.3.3. Comparaison avec les informations historiques obtenues par le tritium

L'isotope tritium (^3H) de la molécule d'eau est instable dans le temps et est, ou a été, fréquemment utilisé comme géochronomètre pour dater les eaux (^3H , 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 naturelle¹⁵ au cours des essais thermonucléaires aériens, principalement pendant la période 1952-1963. Depuis cette période, le signal tritium dans la pluie (Figure 60) présente une nette tendance à la diminution tout en présentant des variations saisonnières (minimum en hiver, maximum en été). La présence de tritium dans une eau témoigne d'une alimentation et/ou d'une recharge récente.

Les eaux karstiques du Jura ont fait l'objet d'études isotopiques à la fin des années 1970, début des années 1980 (Tissot et Tresse 1978, Mudry, 1981, Blavoux et al 1982). L'examen des résultats par les auteurs a permis de montrer que les écoulements des sources, en période de hautes eaux, sont dominés par une participation importante d'eau récente de la recharge caractérisée par des signatures tritium plus faibles que celles qui sont mesurées lors des périodes d'étiage. Les auteurs s'accordent pour dire que les teneurs mesurées en basses eaux sont attribuables à un plus long temps de séjour de l'eau en zone noyée. Selon Blavoux et al. (1982, cité par Mudry, 1987), les émergences de la Haute-Chaine, dont les aquifères présentent de forts gradients hydrauliques en lien avec l'important dénivelé structural, présentent de faibles réserves qui se renouvellent rapidement en 1 à 2 ans tandis que les émergences des aquifères des plateaux, dont le substratum est à pente douce et le gradient hydraulique faible, ont des réserves qui se renouvellent plus lentement (en 5 à 10 ans). Dans la bibliographie consultée, nous n'avons pas trouvé d'estimation détaillée du temps de séjour de l'eau en zone noyée des systèmes karstiques du Lison, de la Loue, du Verneau et du Maine. Dans le but d'établir des comparaisons avec les âges apparents estimés à l'aide des gaz anthropiques, les âges apparents tritium ont été calculées en considérant les résultats de Tissot et Tresse (1978), Mudry (1981) obtenus sur les sources du Lison (+Sarazine), de la Loue, du Verneau et du Maine (+Puits de la Brème), les données tritium des précipitations de Thonon-les Bains (Blavoux et al, 2013) à l'aide du modèle exponentiel (EM) défini par Maloszewski et Zuber (1982).

¹⁵ Production naturelle de 1 atome de ^3H pour 10^{18} atomes de ^1H .

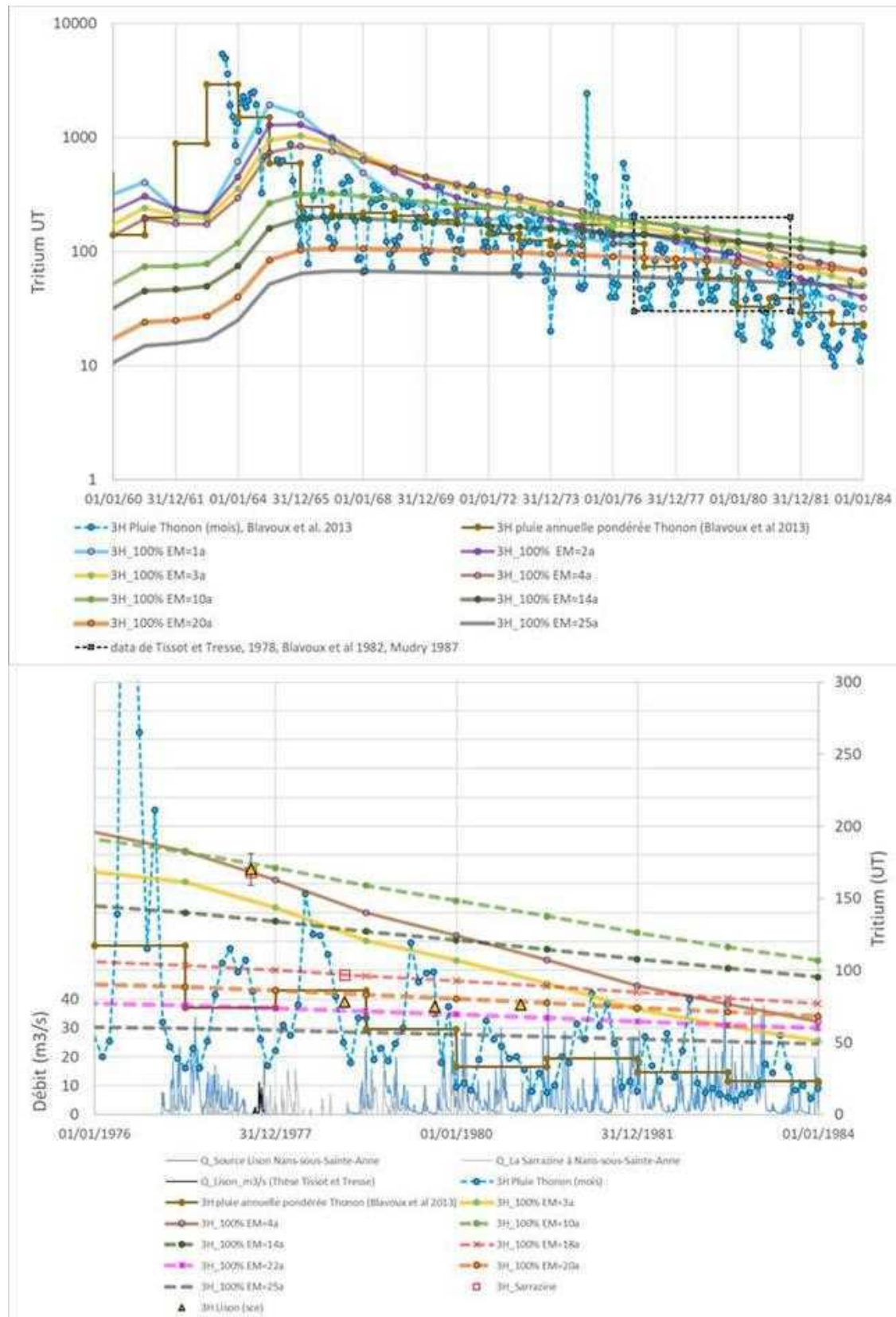


Figure 60. Evolution de la signature tritium des eaux de pluie à Thonon-les-Bains (Blavoux et al, 2013) et des signatures théoriques du modèle exponentiel (Maloszewski et Zuber, 1982) calculées pour différents temps de résidence (entre 1 an et 25 ans). Les signatures tritium de la source du Lison et de la Sarrazine en période de basses-eaux sont également reportées.

La Figure 60 (haut) présente l'évolution théorique du modèle exponentiel (EM) calculé pour différents temps de résidence (compris entre 1 an et 25 ans). L'encadré noir représente la période au cours de laquelle des mesures de tritium ont été réalisées aux sources (Lison +Sarrazine, de la Loue, du Verneau et du Maine). La Figure 60 (bas) détaille les évolutions entre 1976 et 1984. L'examen des signatures tritium des sources mesurées en périodes de basses eaux et la comparaison avec les signatures théoriques calculées par le modèle exponentiel permet une estimation des âges apparents de l'eau. La synthèse des âges apparents de l'eau estimés à l'aide du tritium est reportée dans le Tableau 14.

En période d'étiage, l'âge apparent des eaux estimé à l'aide du tritium apparaît comparable aux résultats obtenus par les gaz anthropiques (CFC/SF6) sur les sources de la Loue, du Lison et du Maine.

Tableau 14. Ages apparents de l'eau des zones noyées des systèmes karstiques (périodes de basses eaux) estimés à l'aide des teneurs en tritium mesurées par Tissot et Tresse 1978, Mudry, 1981, Blavoux et al 1982

Date	Site	3H (en UT)	+/- (UT)	Commentaire
23/09/1977	3H Lison (sce)	170	13	age apparent entre 4 et 10a
05/10/1978	3H Lison (sce)	78	5	age apparent entre 20 et 22a
05/10/1979	3H Lison (sce)	75	1	age apparent entre 20 et 22a
15/09/1980	3H Lison (sce)	76	1	age apparent entre 20 et 22a
23/09/1977	3H_Sarrazine	168	13	age apparent entre 4 et 10a
05/10/1978	3H_Sarrazine	97	7	age apparent autour de 18a
23/09/1977	3H_Maine	138	22	age apparent entre 1a et 2a
05/10/1978	3H_Maine	108	8	age apparent entre 1a et 2a
23/09/1977	3H_Loue	170	13	age apparent entre 4 et 10a
05/10/1978	3H_Loue	105	8	age apparent entre 1a et 20a
23/09/1977	3H_Verneau	171	13	age apparent autour de 4 ans
05/10/1978	3H_Verneau	93	6	age apparent autour de 1 ans

5.4. ISOTOPES DU STRONTIUM

Trois campagnes de prélèvements ont été réalisées sur environ 30 points incluant 18 points sur le bassin de la Loue et 12 points répartis sur les plateaux du Haut-Doubs : une en basses eaux, une en moyennes eaux (crue de reprise) et une en hautes eaux/crue pour analyse des majeurs, isotopes stables de l'eau et isotopes du strontium. Ces 3 campagnes ont été menées sur les principales émergences karstiques et sur plusieurs points en rivière, notamment au droit des stations hydrométriques.

5.4.1. Examen des signatures isotopiques en strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

L'examen des signatures isotopiques du strontium en période de basses eaux permet en théorie d'obtenir des informations sur la nature du réservoir aquifère qui assure l'écoulement en étiage. La Figure 61 présente l'évolution des rapports isotopiques du strontium en fonction de l'âge des formations carbonatées marines du Jurassique et du Crétacé. D'importantes variations du rapport isotopique sont observées au cours des temps géologiques, les formations du Jurassique supérieur apparaissent globalement moins radiogéniques que les formations du Crétacé ou du Jurassique moyen.

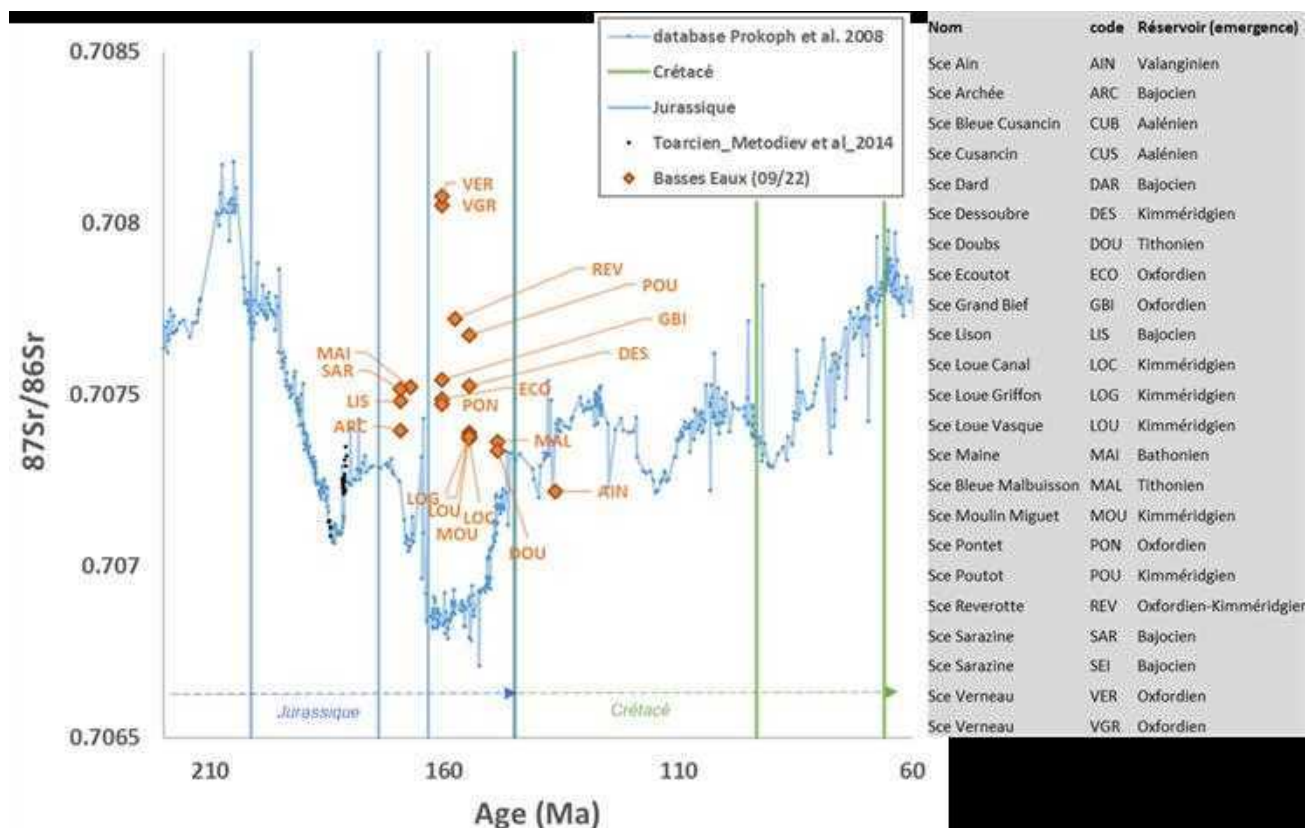


Figure 61. Evolution du rapport isotopique du strontium de l'eau de mer au jurassique et au crétacé (Prokoph et al, 2008). Report des signatures isotopiques des eaux karstiques mesurées à l'étiage (septembre 2022).

Pour les sources karstiques, la nature du réservoir géologique au niveau de la zone d'émergence des eaux souterraines a été considérée pour définir l'âge en abscisse de la Figure 61, l'ordonnée étant définie par la signature isotopique mesurée dans les eaux. La Figure 61 permet de montrer sans équivoque que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux sont globalement bien plus radiogéniques que ceux des formations carbonatées encaissantes aux émergences. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus radiogéniques (0.708080 ± 0.000008) sont observés pour la source du Verneau (et du Verger associée au système du Verneau), les rapports les plus faibles pour la source de l'Ain (0.707219 ± 0.000008). Pour cette dernière, la signature de l'eau apparaît comparable à celle de la roche réservoir encaissante (crétacé).

La question de l'origine des valeurs radiogéniques des signatures en strontium des eaux des sources karstiques est posée. Ce type de phénomène a déjà été observé pour d'autres systèmes karstique en France en lien avec la nature minéralogique des altérites piégée dans l'endokarst. Ainsi, en exemple, la présence de dépôts fluviatiles issu de l'érosion des formations cristallines du massif des Cévennes dans l'endokarst du Causse Méjean s'est traduite par un ratio

isotopique des eaux karstiques plus radiogénique que la signature théorique des formations sédimentaires jurassiques (Bailly-Comte et al., 2021). Une hypothèse comparable a été avancée par Garin (2023) avec l'érosion du massif méridional cristallin des Maures pour expliquer les signatures radiogéniques des eaux des systèmes karstiques de la Sainte-Baume rattachés au bassin d'alimentation du karst profond de Port-Miou. Pour le contexte jurassien, l'origine des enrichissements du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux karstiques pourrait être liée aux dépôts fluvio-glaciaires endokarstiques issues du démantèlement des couvertures morainiques quaternaires qui peuvent être transportées sous terre, comme décrit récemment pour le karst du Verneau (Vivier, 2022). Pour la Loue, les valeurs très radiogéniques des eaux souterraines peuvent également être le reflet de l'influence des eaux de recharge à travers le sol. En effet, les solutions de sol recueillies dans le lysimètre de Montmahoux sont très radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0.708846 et 0.709118, cf. Figure 62). Les expériences de lessivage des sols fluvio-glaciaires réalisées par Lhosmot et al. 2022 donnent également des valeurs très radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0.708269 et 0.708362) pour le sol, et donc pour l'eau de recharge des aquifères.

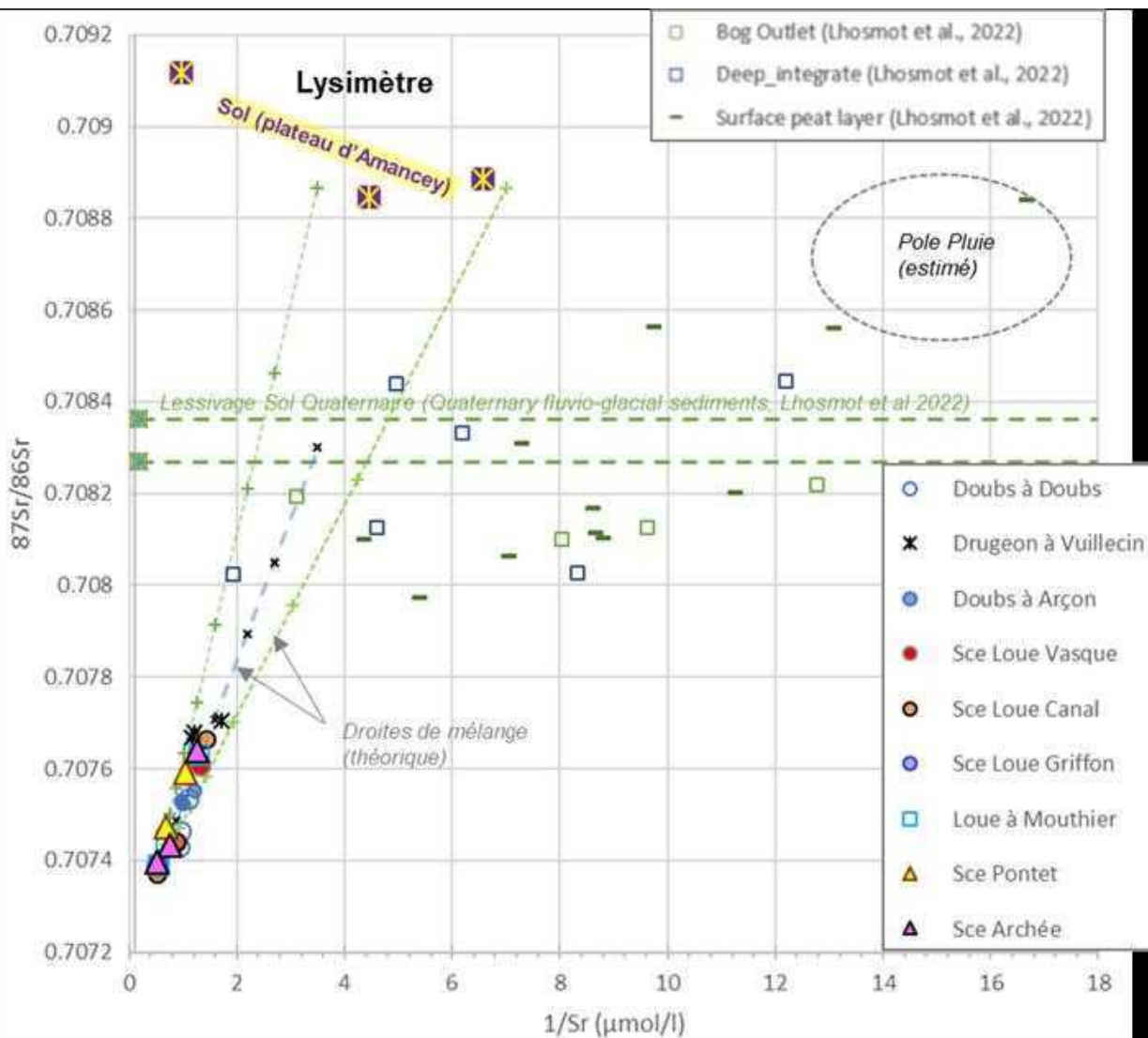


Figure 62. Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du rapport $1/\text{Sr}$; en incluant les données issues de Lhosmot et al. (2022)

En période de hautes eaux, on observe pour tous les systèmes karstiques une forte augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux, ce qui renforce l'hypothèse de la forte influence des eaux de recharge à travers le sol dans le contrôle de la signature en strontium des eaux souterraines. Ces variations isotopiques au cours du cycle hydrologique peuvent être utilisées pour mettre en évidence et quantifier le mélange en crue entre la part d'eau d'infiltration et l'eau préexistante dans la zone noyée de l'aquifère. Pour l'exemple de la source de la Loue (Figure 62), la part de l'eau d'infiltration ayant transité par le sol à l'écoulement de la forte crue de février 2021 est évaluée à $75\% \pm 5\%$ selon les valeurs des références isotopiques considérées pour l'eau du sol et la zone noyée en étiage.

Les résultats des isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) apportés par cette étude permettent de souligner le contrôle isotopique des eaux souterraines par le flux de recharge. Dans ce contexte, les résultats ne permettent pas d'examiner comme espéré en début de projet, le phénomène de mélange d'eau issue de réservoirs lithologiques différents (par exemple, entre le Malm et le Dogger) et de distinguer les eaux ayant transité dans le Crétacé (Haute chaîne du Jura plissé), dans le Jurassique supérieur (plateaux de Levier, d'Ornans), et Jurassique moyen (tronçons aval de la Loue, du Lison et du Dessoubre). Cela dit, cet outil isotopique demeure très performant pour identifier et étudier les processus de transfert d'eau au sein d'un système et les échanges avec les eaux de surface.

5.4.2. Caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle des échanges karst-rivière sur le bassin de la Loue

Dans le but de préciser la structure et le fonctionnement des systèmes karstiques de la zone d'étude, une caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle (BE, ME, crue) des contributions amont-aval et des échanges karst-rivière sur la base des analyses chimiques et isotopiques a été mise en œuvre dans cette étude.

Quatre tronçons ont été distingués sur la Loue et le Lison :

- **Loue entre La source de la Loue et Mouthier (+ zone de perte du Doubs)**
- **Loue entre Mouthier et VuillaFans**
- **Loue entre VuillaFans et Planchet (aval Ecoutôt)**
- **Loue entre Planchet et Chenecey-Buillon**
- **Lison entre la source et la confluence avec la Loue**

a) Loue entre La source de la Loue et Mouthier (+ zone de perte du Doubs)

Pour caractériser les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface du système karstique binaire¹⁶ de la source de la Loue, l'évolution spatio-temporelle des signatures géochimiques des eaux de surface a été évaluée dans le secteur de la zone des pertes du Doubs situées en aval de Pontarlier. Les eaux du Doubs à Doubs et du Dugeon à Vuillecin ont été échantillonnées pour qualifier les signatures des eaux qui contribuent par mélange à définir la qualité des eaux du Doubs à Arcon (zone dominante des pertes) qui s'infiltré dans le karst en profondeur très majoritairement au profit de la source karstique de la Loue. Pour la source de la Loue, des prélèvements ont été réalisés aux différentes émergences, c'est-à-dire à la vasque (Loue_Vasque) dans le canal (Loue_Canal) situé quelques dizaines de mètres en contrebas de

¹⁶ Un karst dit binaire est un karst dont la recharge se compose des deux composantes diffuse (à travers le massif carbonaté) et localisée (à travers des pertes connectées au réseau de conduits)

la vasque ainsi qu'au griffon situé au bord de la Loue en rive gauche (RG) en contre bas de Loue_Canal.

Entre la source de la Loue et Mouthier, les sources de Baume Archée (en rive gauche RG) et la source du Pontet (en rive droite RD) ont été échantillonnées au cours du cycle 2020/2021 et lors des campagnes spatiales en basses (sept. 2022) et moyennes eaux (nov. 2020). En crue (fév. 2021), seule la source de Baume Archée a été échantillonnée.

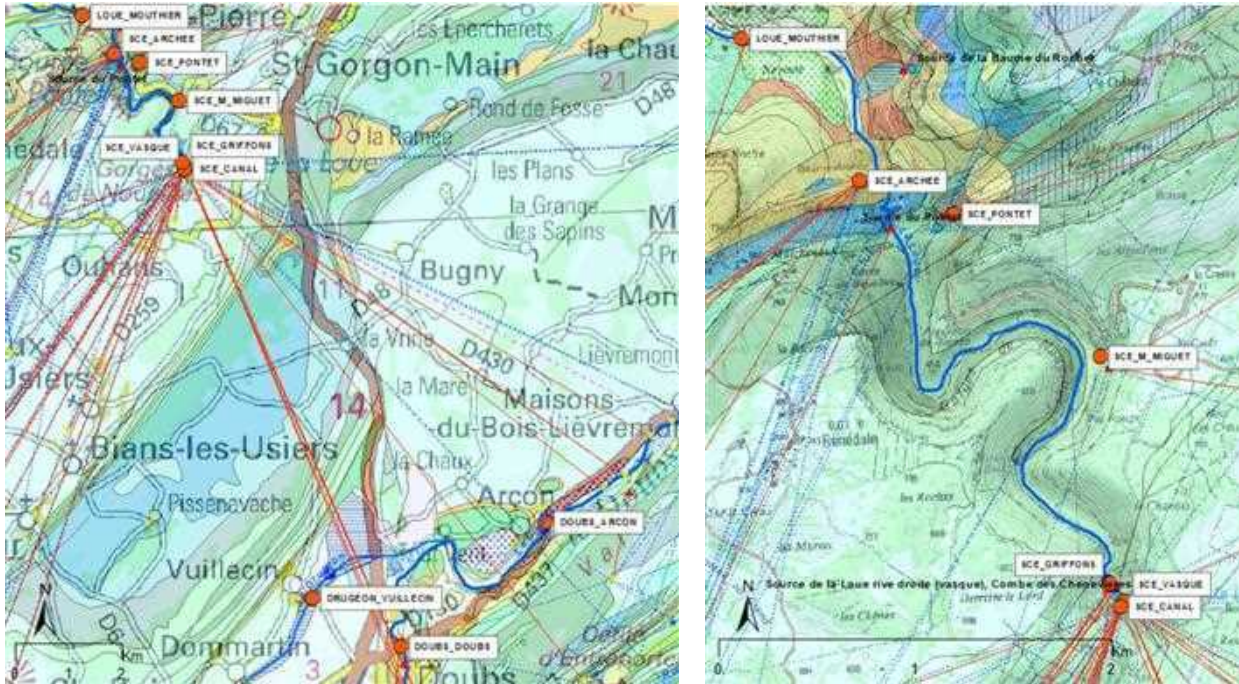


Figure 63. Carte de localisation des points d'eau entre les pertes du Doubs et la Loue (à gauche) et la source de la Loue et la Loue à Mouthier (à droite) ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.

La confrontation des teneurs en nitrates aux teneurs en chlorures (Figure 64) apporte des informations intéressantes sur la compartimentation et les processus de mélanges de cette zone d'étude :

- Les eaux des pertes du Doubs (Doubs à Arçon) présentent de faibles teneurs en NO_3 (<4 mg/l) au cours du cycle 2020-2021 et des teneurs en Cl variables comprises entre 5 et 20 mg/l qui témoignent de l'influence anthropique (salage des routes et/ou eaux des stations d'épuration). L'examen des résultats montre que la variabilité temporelle des eaux du Doubs à Arçon est principalement à attribuer aux phénomènes de mélange avec les eaux du Dugeon qui présentent de fortes teneurs en Cl (jusqu'à 48 mg/l), les concentrations du Doubs à Doubs (situé en amont de la confluence avec le Dugeon) présentant globalement de faibles concentrations en Cl et NO_3 (<10 mg/l et <4 mg/l, respectivement) peu variable au cours du cycle hydrologique 2020-2021 (tamponnage des variations saisonnières par la retenue du « Lac de Saint-Point » située en amont). L'examen des signatures en strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction des teneurs en oxygène 18 permet également de bien illustrer ce phénomène de mélange pour les eaux du Doubs à Arçon (Figure 65).
- Les concentrations en nitrates des eaux souterraines sont supérieures aux valeurs mesurées dans les systèmes karstiques naturels (NO_3 autour de 1-3 mg/l selon les résultats de la Tâche 1 du projet NUTRI-Karst – Charlier et al., 2022). Les concentrations

en NO₃ mesurées aux sources de la Loue (entre 4 et 7 mg/l) apparaissent significativement supérieures à celles des eaux des pertes du Doubs (<4 mg/l¹⁷). Les sources karstiques non influencées par les pertes du Doubs (sources du Pontet, source Baume Archée) présentent des teneurs en NO₃ plus fortes (entre 4 et 25 mg/l au cours du cycle hydrologique) que celles mesurées à Loue Vasque¹⁸, Loue canal et Loue Griffon. Ce résultat indique que les pratiques anthropiques sur les impluviums karstiques provoquent une augmentation en NO₃ dans les eaux d'infiltration qui contribuent à la recharge des aquifères et que, pour le système binaire de la Loue, l'alimentation par les pertes du Doubs contribue à diluer les concentrations en nitrates du flux de recharge issu de l'infiltration diffuse des impluviums karstiques. Cela est cohérent avec les résultats détaillés dans l'étude des pertes du Doubs sur la base de l'analyse des données du réseau QUARSTIC (Charlier, 2019 - BRGM/RP-69534-FR)

L'examen des résultats de la Loue à Mouthier en période de basses eaux (Figure 64) montre que les teneurs en NO₃ et Cl de la rivière résultent bien d'un mélange entre les apports de la Loue et des sources situées en rives droite et gauche (Pontet, Baume Archée). La position du point de la Loue à Mouthier dans le triangle de mélange suggère que le principal contributeur en période de basses eaux, après la source de la Loue, est la source Baume Archée (RG), malgré le fait que la zone d'émergence - en grande partie masquée par les éboulis de bas de pente – ait un débit considérablement plus faible (cf 4.2.2).

L'examen des résultats de la campagne de basses eaux de septembre 2022 permet d'apporter un éclairage sur les phénomènes de mélange et de compartimentation au sein du karst. Une nette différenciation des teneurs en Cl et NO₃ est mise en évidence entre les eaux de Loue Vasque, Loue canal et Loue Griffon (Figure 64). Un gradient de concentration inversement proportionnel est mis en évidence entre NO₃ et Cl, les concentrations les plus fortes en NO₃ sont observées pour Loue Griffon, les plus faibles pour Loue vasque. Une différenciation isotopique de l'eau des résurgences de la Loue est également mise en évidence à l'aide des isotopes de l'eau et du strontium (Figure 65 et Figure 66) aussi bien en basses eaux qu'en période de crue. En période de crue, la signature isotopique des eaux des pertes du Doubs ne permet pas d'expliquer les signatures radiogéniques du strontium ce qui permet de nouveau de souligner la forte influence des eaux de recharge de l'impluvium karstique dans le contrôle de la signature en strontium des eaux souterraines du système karstique. En période de basses eaux (Figure 66), les résultats du strontium permettent également de montrer que les eaux des pertes du Doubs sont très significativement différentes de celles de la zone noyée de la source de la Loue. Le fort contraste de signature entre l'eau des pertes et l'eau de la zone noyée de la Loue suggère que l'eau des pertes subit probablement d'importantes modifications de sa signature isotopique par interaction eau-roche au cours de son transfert dans la zone non saturée du karst avant d'atteindre la zone noyée du système karstique de la Loue et/ou que la contribution des eaux des pertes du Doubs à l'écoulement de la Loue est faible en volume (bien qu'élevée en proportion si l'on se réfère à une précédente analyse des crues, Charlier et al., 2014). Cette dernière hypothèse semble cohérente avec les informations de datation qui montrent que l'essentiel de l'écoulement est assuré par le drainage de l'eau matricielle du réservoir de la zone noyée qui présente des temps de résidence importants (compris entre 14 et 19 ans, ± 4 ans, selon les modèles interprétatifs considérés).

¹⁷ variations < 6 mg/L sur le Doubs à Arçon d'après les suivis continus du réseau QUARSTIC

¹⁸ Variations entre 3 et 10 mg/L à Loue vasque d'après les suivis continus du réseau QUARSTIC

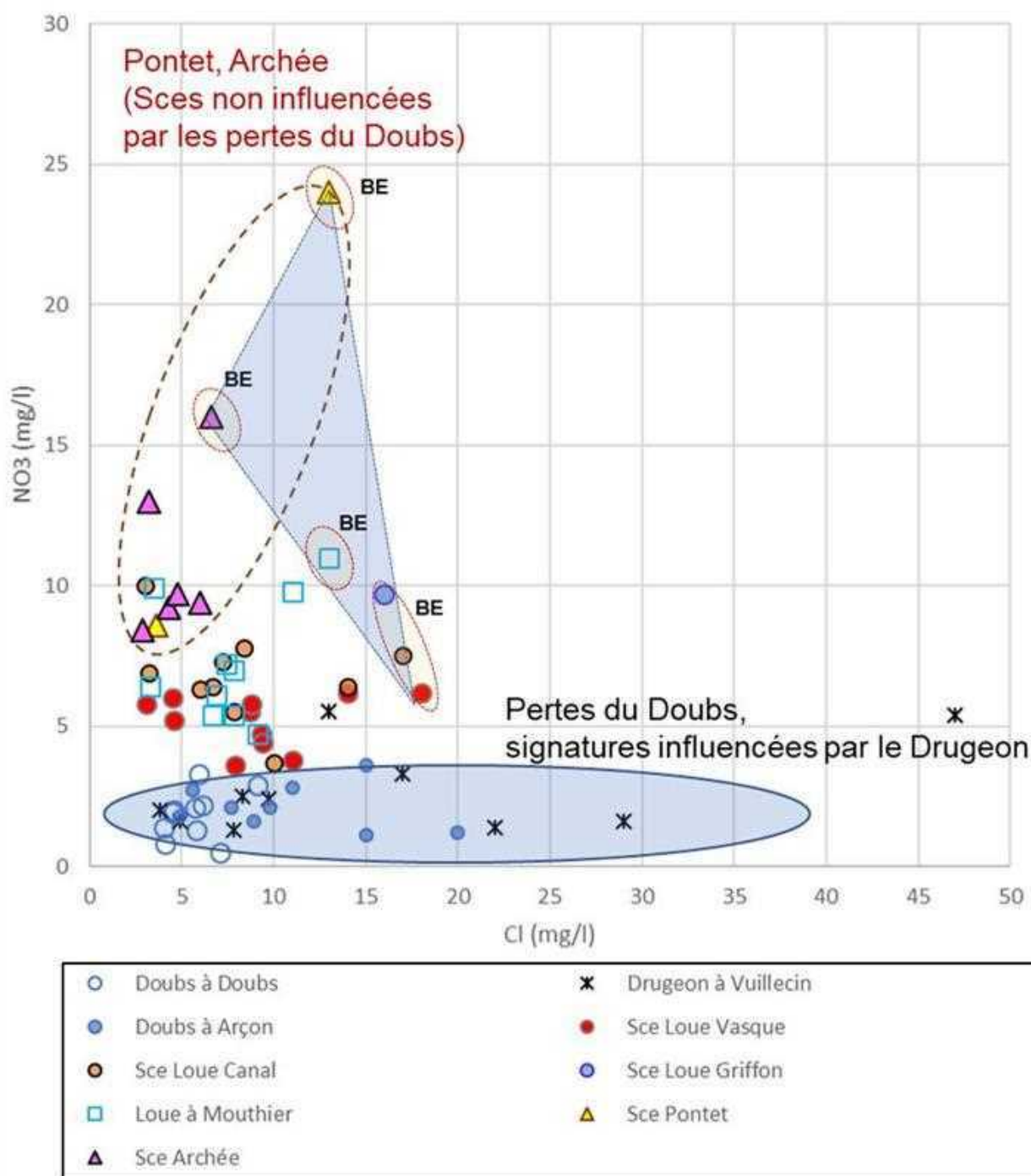


Figure 64. Evolution des concentrations en nitrates en fonction des teneurs en chlorures (Loue entre La source de la Loue et Mouthier)

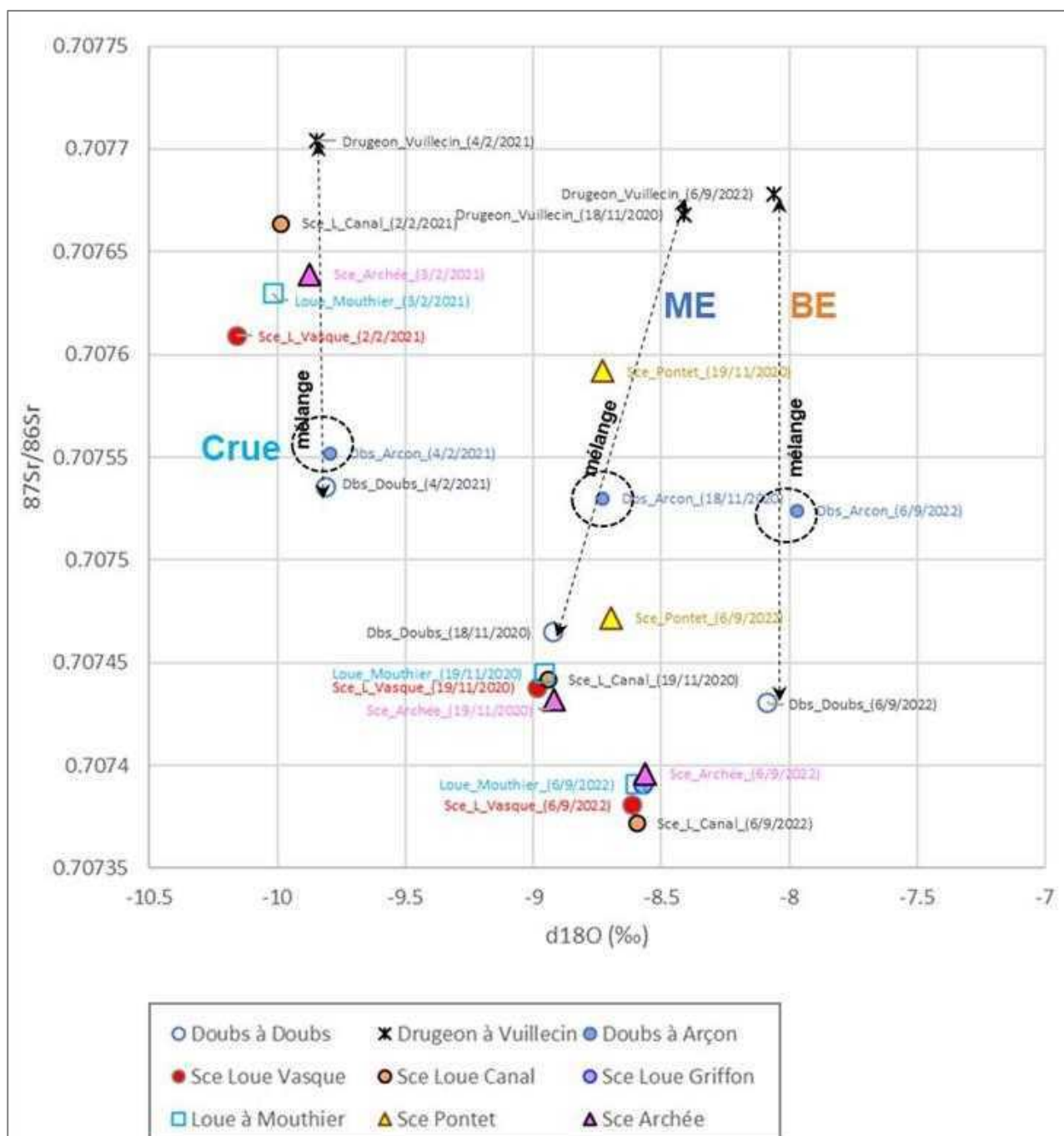


Figure 65. Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de la signature isotopique (oxygène 18) de l'eau pour les 3 campagnes de basses eaux BE, moyennes eaux ME et en crue.

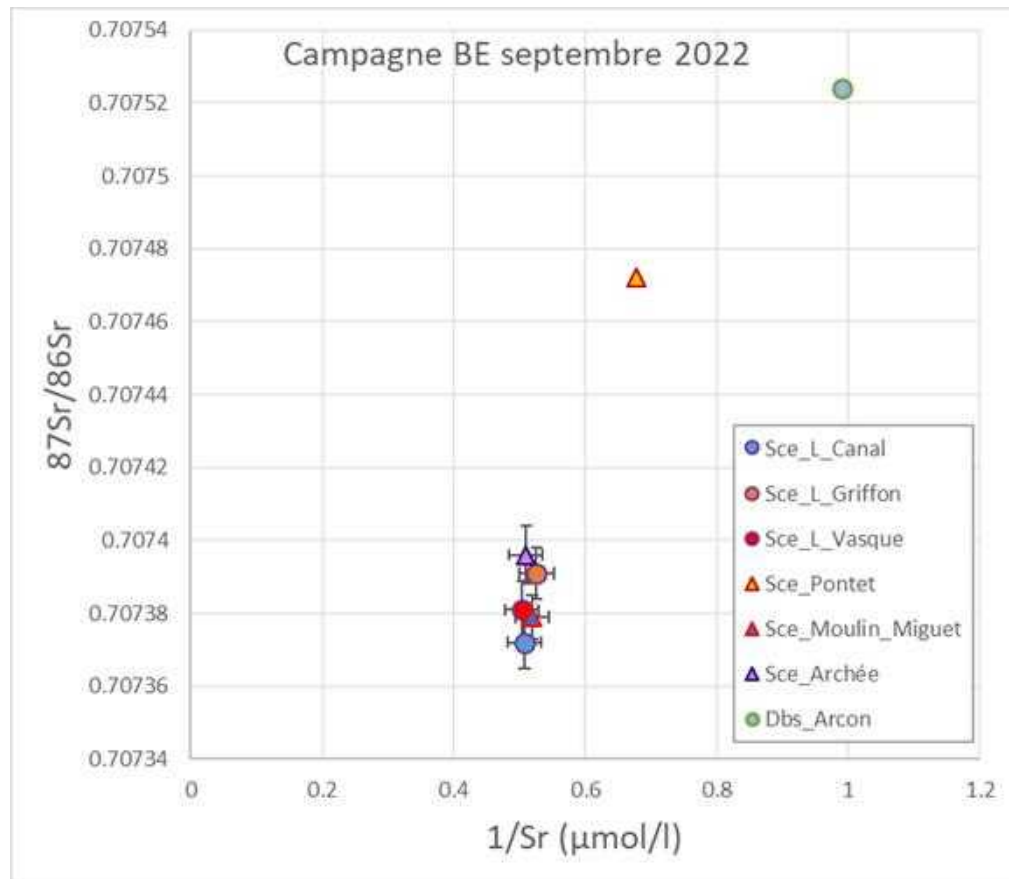


Figure 66. Rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction des rapport $1/\text{Sr}$: focus sur la source de la Loue en période de basses-eaux BE.

En période de basses eaux (Figure 66), on observe une différenciation isotopique entre les eaux de Loue-Canal et les eaux de Loue Griffon, les eaux de Loue vasque présentent une signature intermédiaire. On montre également que la signature strontium des eaux de Moulin Miguet est identique à celle de Loue Vasque ce qui cohérent avec les résultats de l'essai de traçage (cf. § 4.4) sur l'origine commune de l'eau souterraine de ces 2 sources. On montre par ailleurs que les rapports isotopiques de Loue Griffon sont très comparables à ceux de la source Baume Archée. Ces différents résultats suggèrent l'existence d'une compartimentation des écoulements en période de basses-eaux, le griffon situé en RG à l'aval immédiat de Loue Canal (altitude 520 m) semble « capturer » une partie des écoulements karstiques qui s'organisent en direction de la source Baume-Archée située à une altitude bien plus basse (418 m).

La Figure 67 présente l'évolution des signatures hydrochimiques des sources en fonction des conditions hydrologiques, illustrées par le débit de la source de la Loue (en abscisse). Il est intéressant d'observer que le contraste géochimique s'accroît vers les moyennes et hautes eaux (Q Loue EDF $> 10 \text{ m}^3/\text{s}$). Aucune déconnexion hydraulique n'est mise en évidence puisque les traçages des pertes du Doubs se retrouvent systématiquement dans les 3 émergences vasque, canal et Moulin Miguet.



Figure 67. Evolution de la chimie des eaux des sources de la Loue, Baume Archée et Moulin Miquet en fonction du débit à la Loue vasque

b) Loue entre Mouthier et Vuillafans

La Loue à Mouthier et la Loue à Vuillafans ainsi que la source du Bief Poutot (en RG) ont fait l'objet d'un suivi mensuel au cours du cycle 2020-2021 en plus des 2 campagnes spatiales en basses (sept. 2022) et moyennes eaux (nov. 2020). La source du Grand Bief (en RG) a été caractérisée seulement lors des campagnes spatiales de basses eaux et moyennes eaux.

La Figure 69 présente l'évolution des teneurs en NO_3 et Cl mesurées sur la Loue à Mouthier et Vuillafans et dans les sources karstiques (Bief Poutot, Grand-Bief). Au cours du cycle hydrologique, l'évolution des concentrations mesurées à l'aval (Vuillafans) est contrôlée par les teneurs mesurées à l'amont (Mouthier). En période de basses eaux, les concentrations mesurées apparaissent globalement supérieures à celles des périodes de hautes eaux. L'apport des eaux karstiques sur le tronçon de la Loue se traduit globalement par une légère augmentation des teneurs en nitrates et une petite diminution des concentrations en chlorures. Les isotopes du strontium permettent de corroborer cet effet de mélange (Figure 70), la contribution des eaux souterraines au débit de la Loue est faible sur ce tronçon évalué à quelques % ($<5\%$ soit $<0.2\text{m}^3/\text{s}$) du débit amont en période d'étiage sévère (septembre 2022). Notons que les eaux souterraines situées en rive droite et gauche de la Loue en période d'étiage présentent des concentrations similaires (de l'ordre de 25 mg/l), ces valeurs caractérisant les concentrations de la zone noyée de ces aquifères.

En période de moyennes eaux et crue, l'écart observé entre Mouthier et Vuillafans à partir des données de strontium (Figure 70) pourrait s'expliquer par la contribution d'écoulements de surface (ruisseaux d'Athose en rive droite, et ruisseaux issus de la Grande Baume et de la Tuffière en rive gauche). En crue, l'absence d'écart significatif s'explique, lui, par l'importance des débits issus de la Loue à Mouthier en regard de plus faibles flux de surface sur le tronçon.

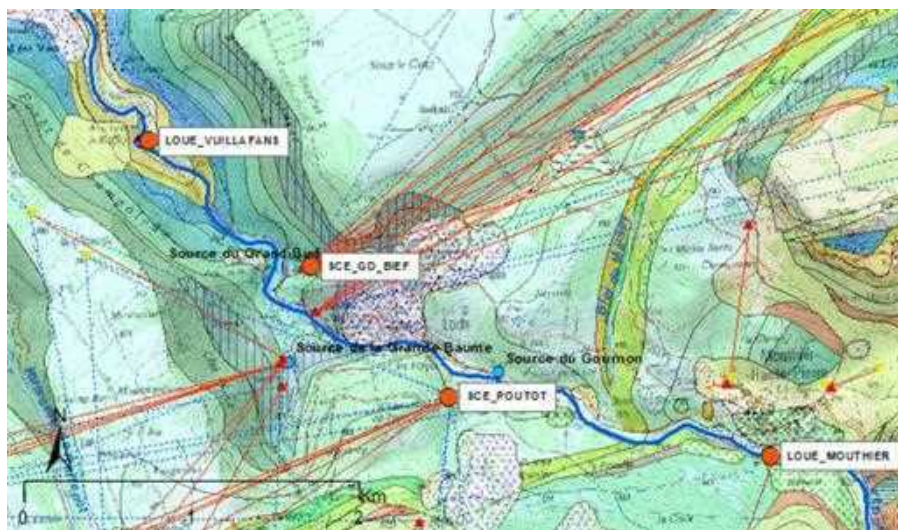


Figure 68. Carte de localisation des points d'eau entre la Loue à Mouthier et la Loue à Vuillafans ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.

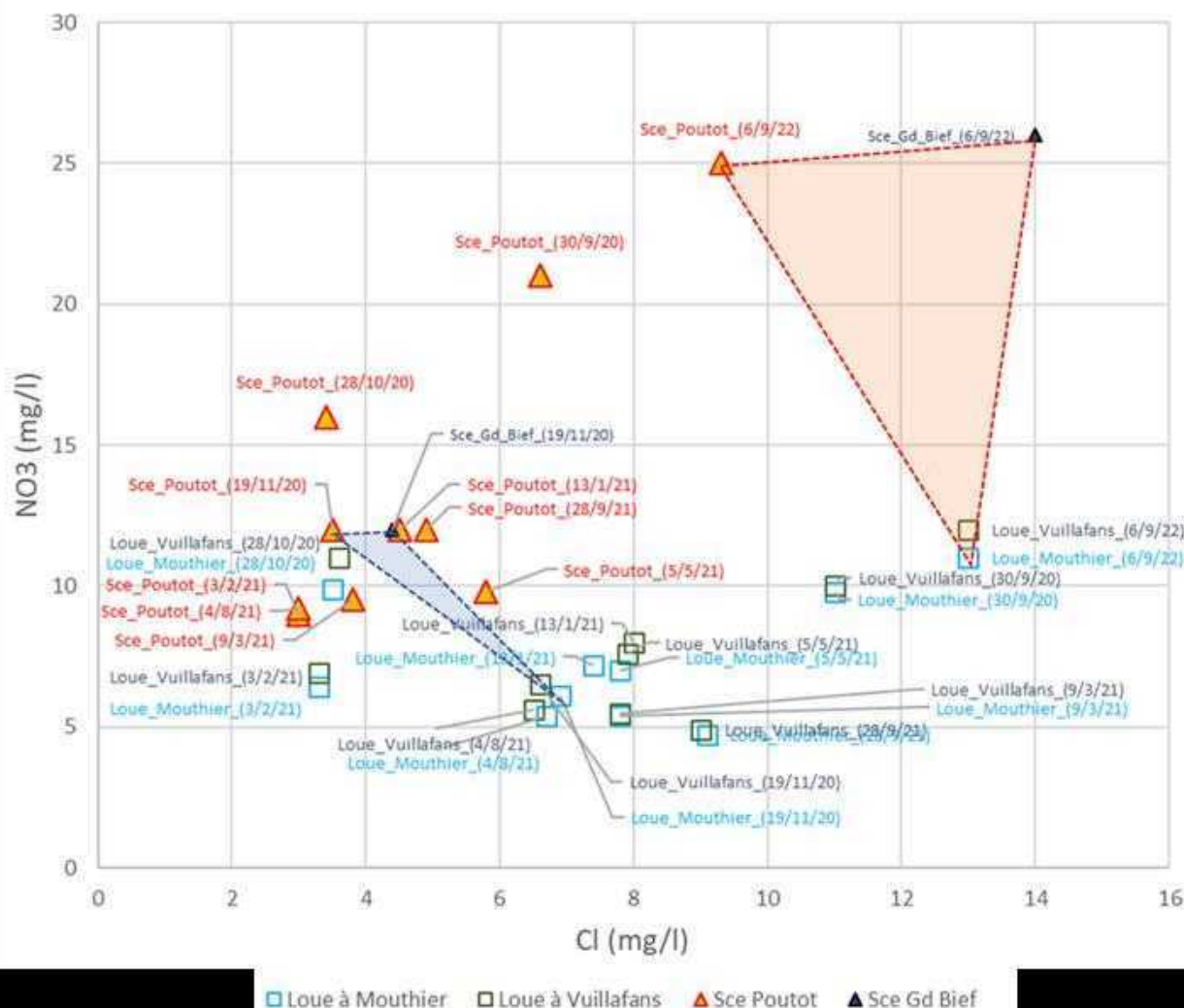


Figure 69. Evolution des concentrations en nitrates et en chlorures de la Loue entre Mouthier et Vuillafans et des sources karstiques du Bief Poutot (en RG) et du Grand-Bief (en RD).

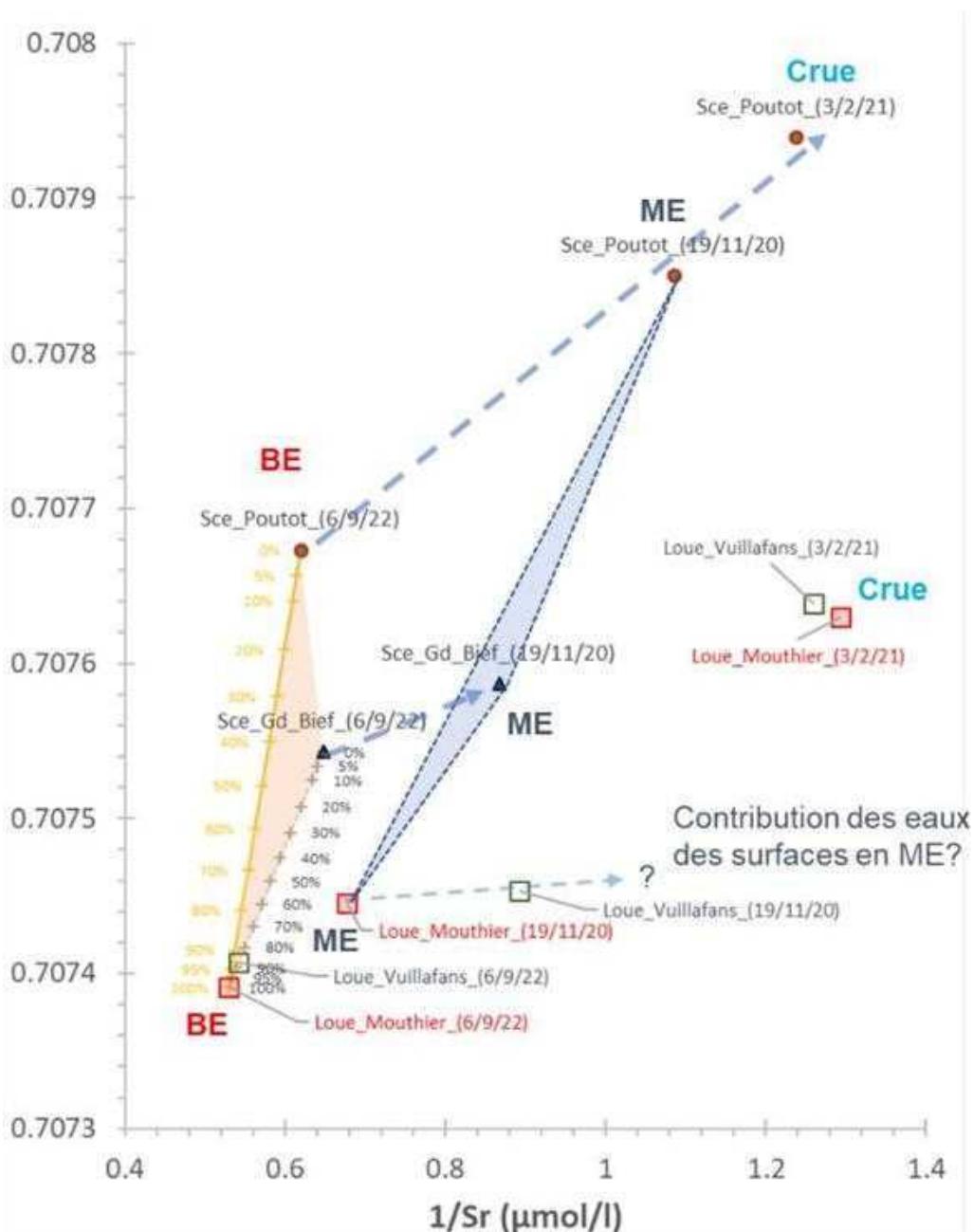


Figure 70. Evolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/\text{Sr}$) de la Loue entre Mouthier et Vuillafans et des sources karstiques Bief Poutot (en RG) et Grand-Bief (en RD) en basses eaux BE, moyennes eaux ME et en crue.

c) Loue entre Vuillafans et Planchet (aval Ecoutôt)

D'amont en aval, La Loue à Vuillafans et à l'aval d'Ornans, la Brême à la confluence avec la Loue (RD), le ruisseau temporaire de Norvaux-Cléron (en RG), les sources karstiques du Maine et de l'Ecoutôt (RD) et la Loue à Planchet (Figure 71) ont fait l'objet d'un suivi mensuel au cours du cycle 2020-2021 et d'échantillonnage lors des campagnes spatiales en basses (sept. 2022) et moyennes eaux (nov. 2020).

La Figure 72 présente les évolutions des teneurs en NO₃ et Cl au cours du cycle 2020/2021 ainsi que les concentrations mesurées en septembre 2022. L'évolution de la piézométrie du puits de la Brême (trop-plein du système karstique Maine-Ecoutôt en période de hautes eaux pour une cote > 330.5 m NGF) est également reportée afin de contextualiser les échantillonnages dans le cycle hydrologique.

Au cours du cycle hydrologique, l'évolution des concentrations mesurées à l'aval du tronçon (Planchet) est contrôlée par les teneurs mesurées à l'amont (Vuillafans). Des variations sont observées au cours du cycle hydrologique : en période de basses eaux, les concentrations (NO₃, Cl) mesurées apparaissent globalement supérieures à celles des périodes de hautes eaux.

L'apport des eaux karstiques sur le tronçon de la Loue se traduit globalement par une légère augmentation des teneurs en nitrate. En période de basses eaux, les apports du karst sur le tronçon Vuillafans-Planchet ont tendance à faire diminuer faiblement les teneurs en chlorures de la Loue, à l'étiage, c'est le phénomène inverse qui semble s'observer (Figure 72, Figure 73). On montre que le ruisseau de Norvaux-Cléron a présenté en janvier 2021 des concentrations importantes en chlorure (130 mg/l). Par ailleurs, des concentrations significatives en bore (20 µg/l), en azote Kjeldahl (1.7 mg/l), COD= 5.9 mg/l et PO₄=0.48 mg/l ont été observés à cette date ce qui suggère une contamination du ruisseau par des eaux usées (typiquement, à travers le dysfonctionnement d'une station d'épuration, d'un réseau de collecte d'eaux usées, ou de rejets industriels comme les fromageries).

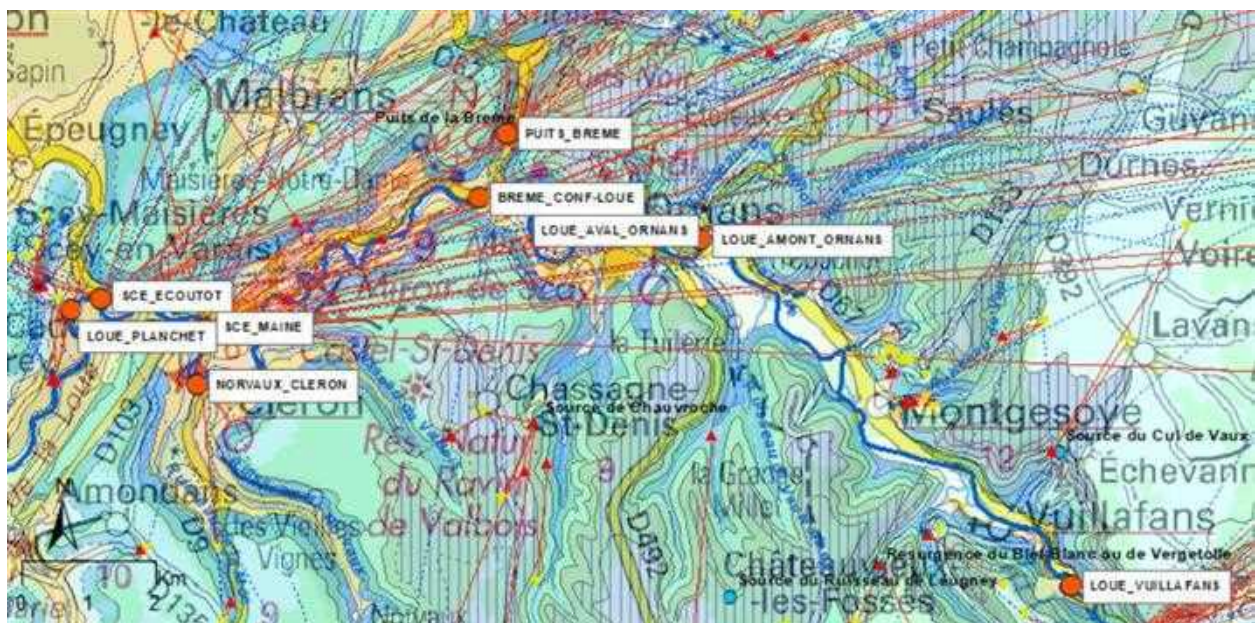


Figure 71. Carte de localisation des points d'eau entre la Loue à Vuillafans et la Loue à Planchet ; fond de cartes IGN et BRGM ; traçages positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.

On montre que les eaux de la source de l'Ecoutôt présentent des signatures géochimiques différentes de celles mesurées à la source du Maine ; la source de l'Ecoutôt apparaît globalement moins minéralisée ce qui démontre l'existence d'un mélange avec des eaux présentant une origine différente de celle qui s'écoule à la source du Maine. Cela semble cohérent avec l'organisation des traçages artificiels qui montrent qu'une partie des traçages du plateau de Merey-sous-Montrond est connectée à l'Ecoutôt uniquement (traçage depuis la grotte des Cavottes par ex.), ou au Maine uniquement (traçage de Tarcenay), en plus de ceux injectés sur le plateau d'Ornans et qui sont connectés et au Maine et à l'Ecoutôt (cf. Base Traçage DREAL).

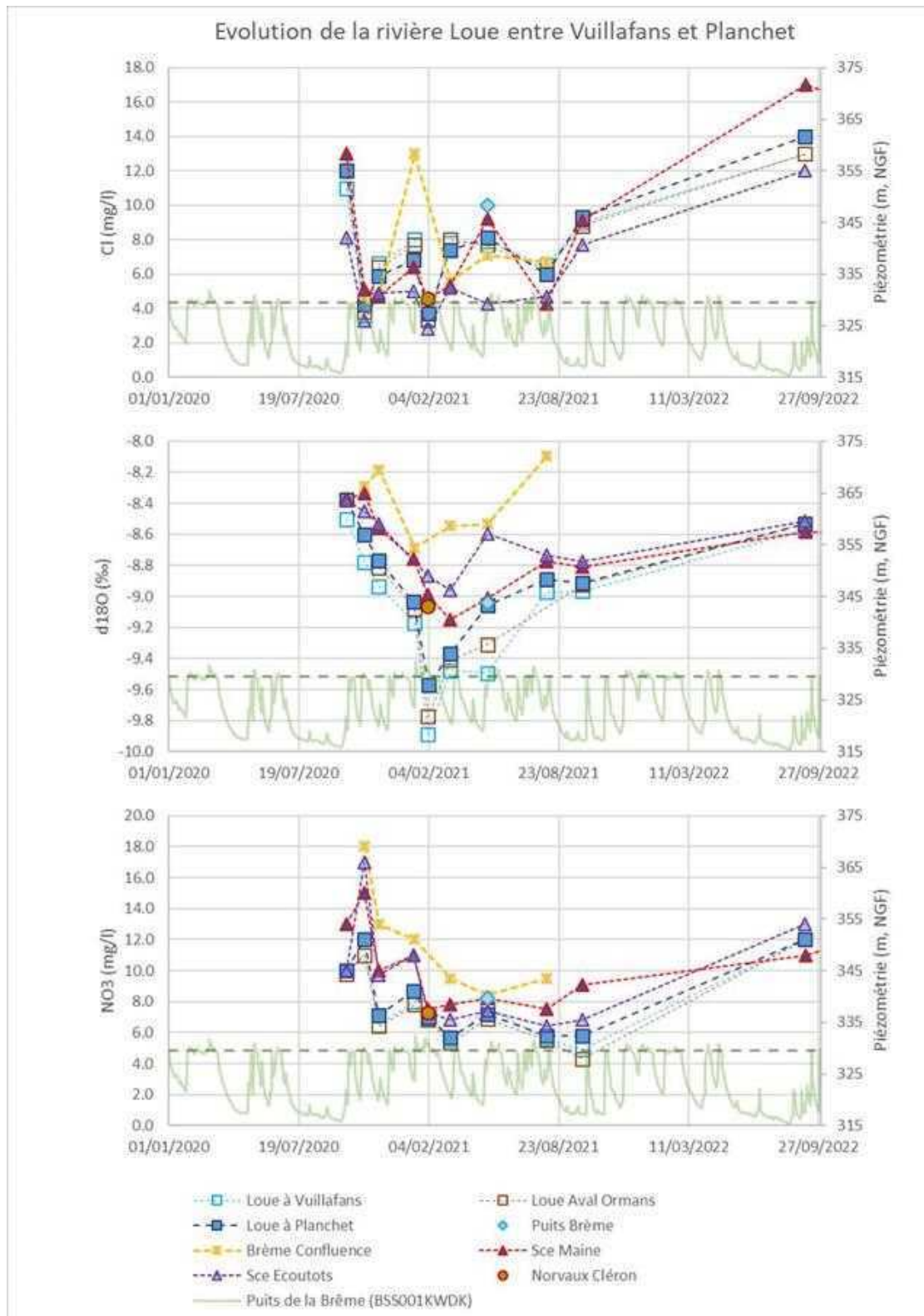


Figure 72. Evolutions temporelles des concentrations en NO_3 et Cl et des signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) des eaux de la Loue entre Vuillafans et Planchet, de la Brème à la confluence (RD), des sources karstiques (Maine et Ecoutôt en RD) du ruisseau Norvaux-Cléron (en RG). L'évolution de la piézométrie du puits de la Brème (BSS001KWDK) est également reportée. Le seuil de débordement du puits de la Brème à 330 mNGF est également indiqué par une ligne verte en tiretés.

Les concentrations en nitrates de la Brême à la confluence présentent des concentrations variables au cours du cycle hydrologique, les concentrations apparaissent globalement supérieures à celles mesurées à la source du Maine où de l'Écoutôt, les teneurs élevées (entre 15 et 18 mg/l) en nitrates sont observées en automne lors des crues de reprise. Pour les chlorures, les variations apparaissent très variables au cours du cycle hydrologique sans que l'on puisse dégager un schéma explicatif récurrent. De nombreuses stations d'épuration sur le bassin, dont certaines anciennes, peuvent présenter des dysfonctionnements et expliquer une partie de cette variabilité.

En période de moyennes eaux du karst (05/05/2021), les eaux du puits de Brême qui est émissif, apparaissent très semblables à celles de la source du Maine qui s'écoulent au même moment, ce qui est cohérent avec le schéma conceptuel du puits de la Brême comme regard de trop-plein de la zone noyée de ce système karstique qui se met à déborder en période de hautes eaux (inversac). Au même moment (05/05/2021), la signature isotopique des eaux de la Brême à la confluence apparaît très significativement différente de celles du puits de la Brême qui est émissif lors du prélèvement (charge hydraulique dans le karst > au seuil de débordement autour de 330.5 m NGF). Autrement dit, le débit de débordement du karst au puits de la Brême pour cet épisode de crue est faible en comparaison au débit de ruissellement du bassin versant du ruisseau de la Brême. La contribution du bassin versant de la Brême en amont du puits est donc un paramètre clé pour comprendre la signature géochimique de l'écoulement global à la confluence de la Brême avec la Loue.

En dehors des périodes ponctuelles de débordement au Puits de la Brême, la qualité des eaux du cours d'eau de la Brême à la confluence est uniquement contrôlée par celle son bassin superficiel et des sources qui y contribuent (Plaisir Fontaine). Des suivis complémentaires sur le ruisseau de la Brême en amont du Puits, en amont de la confluence avec la Loue, aux sources du Maine et de l'Écoutôt, et au niveau du Puits de la Brême lorsqu'il est émissif pourraient permettre i) de mieux quantifier l'importance des pertes de la Brême et leur rôle sur la qualité des eaux de la source du Maine, et ii) mieux quantifier les contributions du Puits de la Brême au ruisseau.

La Figure 73 présentent l'évolution des teneurs en nitrate en fonction des concentrations en chlorures pour 2 situations de moyennes et basses eaux. Les contrastes de concentration entre la Loue et les eaux karstiques de ce tronçon sont trop-faibles pour qualifier et quantifier précisément les processus de mélange et les échanges entre les eaux de souterraine et les eaux de surface à l'aide de ces traceurs. Les signatures des isotopes stables de l'eau sont également trop similaires (Figure 74) et ne permet pas de qualifier les mélanges. Seule la signature isotopique du strontium peut être utilisées pour quantifier les mélanges (Figure 75).

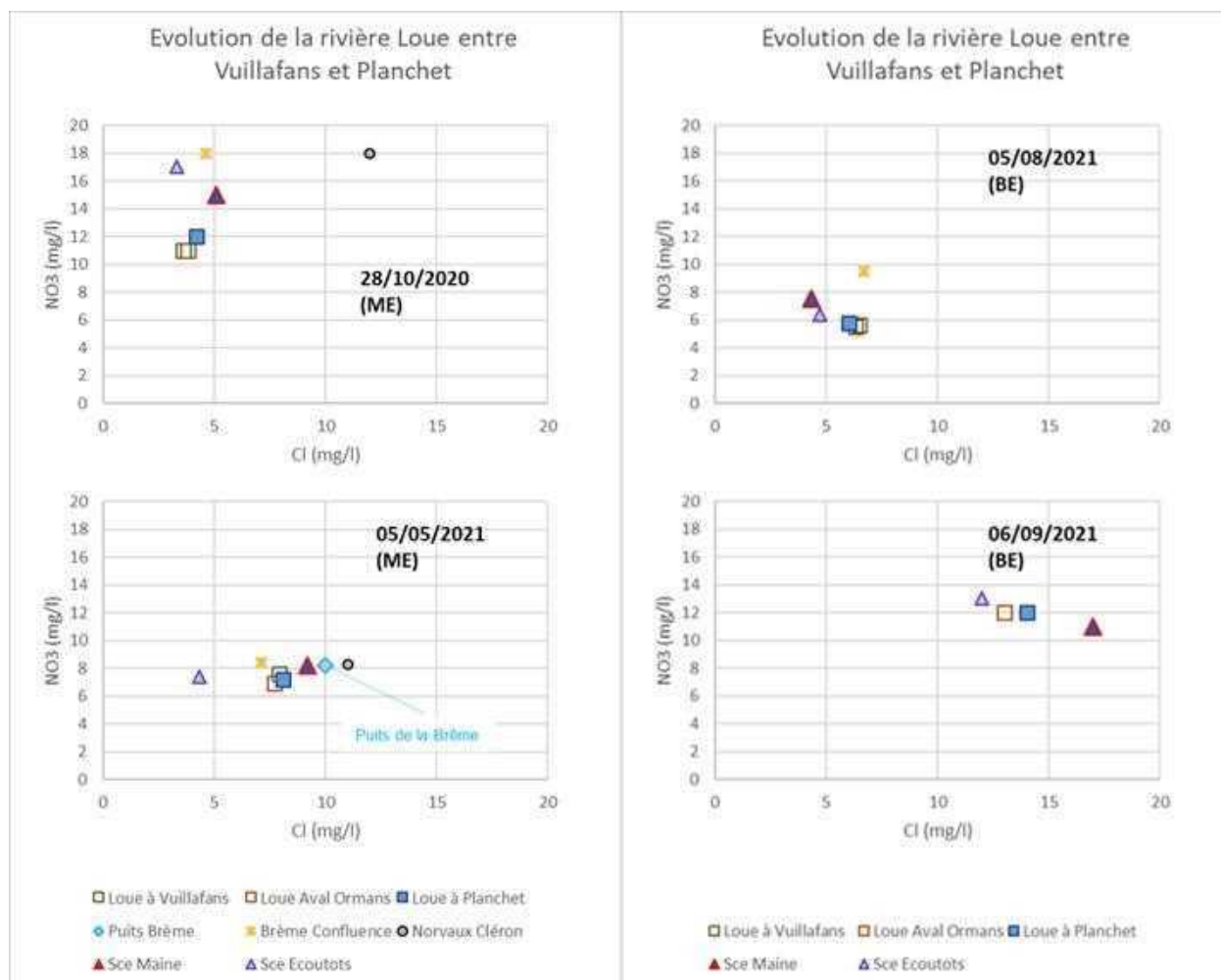


Figure 73. Evolution des teneurs en nitrate et chlorure sur la Loue et les sources karstiques sur le tronçon Vuillafans-Planchet pour 4 périodes distinctes au cours du cycle hydrologique en basses eaux BE et moyennes eaux ME.

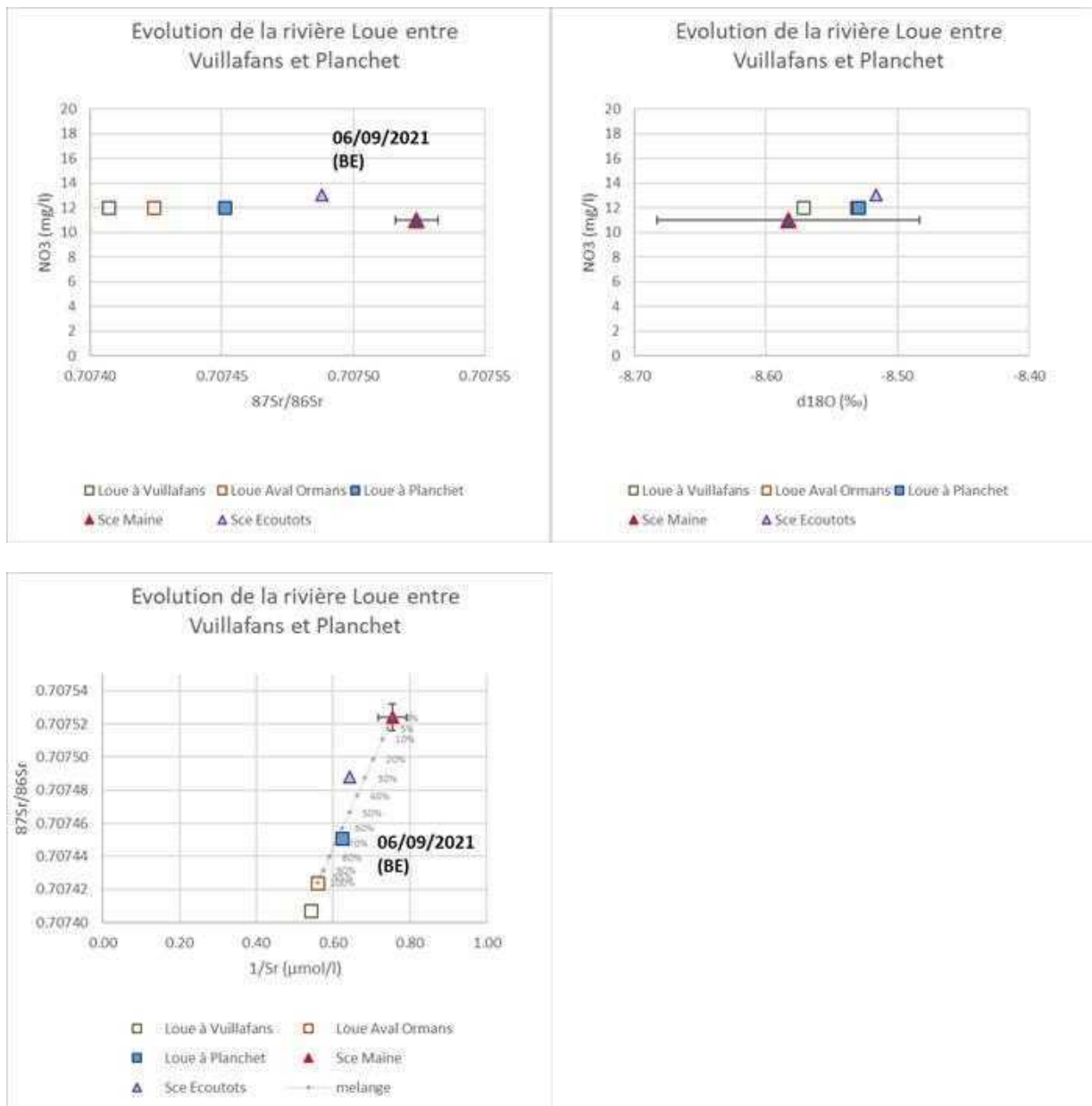


Figure 74. Campagne de BE (septembre 2022), évolution des concentrations en NO₃ des eaux en fonction des signature isotopiques (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et δ¹⁸O) sur le tronçon Vuillafans-Planchet.

En période de basses eaux, la signature isotopique du strontium des eaux de la Loue à Planchet apparait significativement différentes de celle de la Loue mesurée à Vuillafans ou en aval d'Ormans. Par ailleurs, on montre également que la signature isotopique des eaux en aval d'Ormans est significativement différente de celle mesurée à Vuillafans ce qui suggère des apports sur ce tronçon qui n'ont pas été caractérisés dans ce projet (apports par les ruisseaux de Cornebouche, Bonneille, etc., sans oublier les apports potentiels de la station d'épuration d'Ormans et des rejets industriels de la ville, cf Figure 29).

Les signatures strontium permettent de quantifier les apports issus de la source du Maine qui contribuent pour environ 35% (+/-5%) à l'alimentation du débit de la Loue sur le tronçon Loue

Aval Ornans-Planchet en période de basses eaux. A partir du débit de la Loue lors de la campagne des jaugeages différentiels de septembre 2022 (3.9 m³/s, cf. Tableau 16 en Annexe 1.3) on peut estimer le débit d'étiage de la source du Maine à environ 1.5 m³/s [compris entre 1.1 et 1.9 m³/s en considérant les incertitudes sur le débit amont (10%) et les incertitudes sur les signatures du strontium].

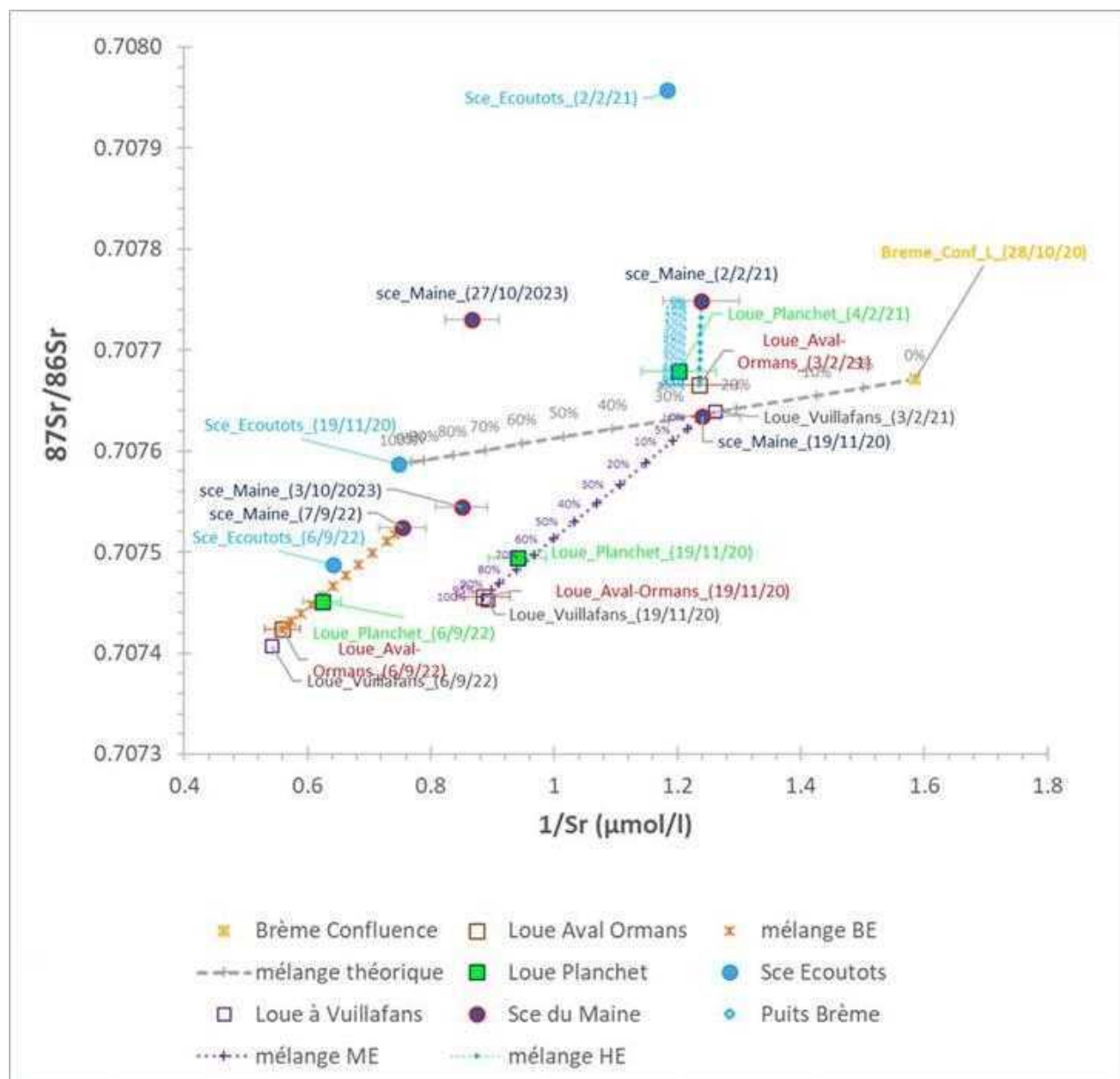


Figure 75. Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux en fonction du rapport $1/\text{Sr}$ sur le tronçon Vuillafans-Planchet en période de basses eaux BE, ME et HE.

Les données géochimiques ne permettent pas de confirmer le lien – identifié par traçage (Reilé, 2013 ; 2018b) - entre les pertes de la Loue au niveau d'Ornans et la source du Maine. Cela est dû à la faiblesse des flux de pertes (quelques dizaines de L/s) en comparaison avec le débit total de la source du Maine (plus de 1 m³/s).

En période de moyenne eaux (nov. 2020), la contribution de la source du Maine au débit de la Loue serait de l'ordre de 25%. Sur la Figure 75, on remarque par ailleurs que la signature de la source du Maine se positionne sur une droite de mélange théorique définie par les pôles de mélange de la Brême et de la source de l'Ecotôt, les proportions étant de 75% et 25%, respectivement, ce qui pourrait ici témoigner de l'importance de flux des pertes de la Brême à l'alimentation du système karstique de la source du Maine. Ce résultat mériterait d'être conforté dans le futur par des analyses isotopiques complémentaires.

En période de hautes eaux (février 2021), la contribution de la source de la Maine apparaît faible en comparaison du débit amont (Loue aval d'Ornans).

Dans la même démarche, une estimation du débit de la source du Maine a été réalisée à partir des débits des stations hydrométriques et des contrastes géochimiques des eaux sur le tronçon Vuillafans+Myon->Chenecey-Buillon (Figure 76). Pour cela, 3 estimations ont été réalisées :

- DREAL CHE-VUI-MYO : à partir des données de débit de la station hydrométrique de Chenecey-Buillon à laquelle on retranche les débits de Vuillafans et Myon ;
- Sce Maine Chimie: à partir des calculs de flux sur la base des données géochimiques et hydrométriques des stations de Vuillafans, Myon (Lison conf. Loue) et Chenecey-Buillon ;
- Sce Maine Chimie proche : à partir des calculs de flux sur la base des données hydrométriques des stations de Vuillafans, Myon et Chenecey-Buillon et de respectivement les données géochimiques d'Ornans_aval, Lison conf_Loue et Planchet qui encadrent mieux la signature géochimique de la source du Maine.

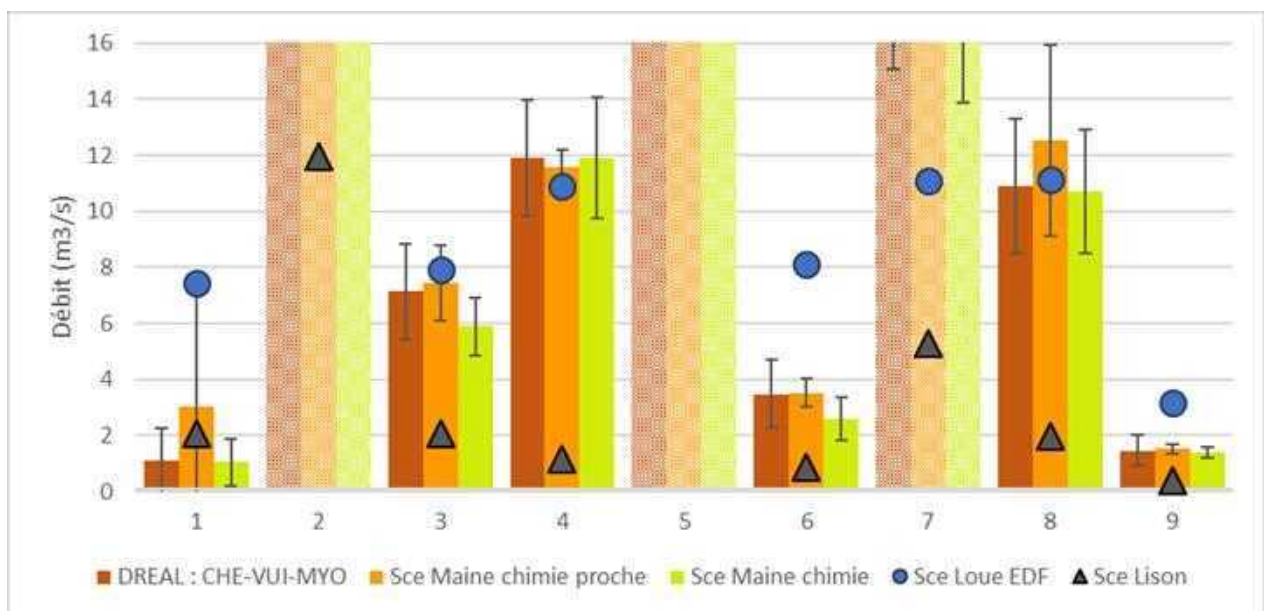


Figure 76. Estimation des débits de la source du Maine à partir des contrastes géochimiques sur le tronçon Vuillafans-Planchet pour les campagnes mensuelles ; les périodes en couleur atténuée (2, 5, 7) sont des périodes trop influencées par d'autres apports superficiels sur le tronçon.

Sur la Figure 76, sont reportés les résultats des 3 méthodes, sur la base d'une moyenne des paramètres suivants : HCO_3 , Cl, NO_3 , Sr et $\delta^{18}\text{O}$. On constate qu'en dépit des incertitudes géochimiques, le débit de la source du Maine est conséquent, compris entre celui des 2 sources du Lison et de la Loue. En moyennes eaux (entre 6 et 12 m^3/s à la source de la Loue), la source du Maine peut même avoir des débits comparables à ceux de la Loue qui bénéficie d'un soutien par les pertes du Doubs. Même si des débits en période de crue ne sont pas estimables à travers

cette méthode, la source du Maine apparaît comme une des 3 sources majeures du massif du Jura avec la Loue et le Lison.

d) *Loue entre Planchet (aval Ecoutôt) et Chenecey-Buillon-Billon*

D'amont en aval, La Loue à Planchet et à Chenecey-Buillon-Billon, le Lison à la confluence avec la Loue (RG) ont fait l'objet d'un suivi mensuel au cours du cycle 2020-2021 (Figure 77). La Loue à Buillon (ancienne Abbaye) a été caractérisée seulement lors des campagnes spatiales de basses eaux (septembre 2022) et de moyennes eaux (novembre 2020).

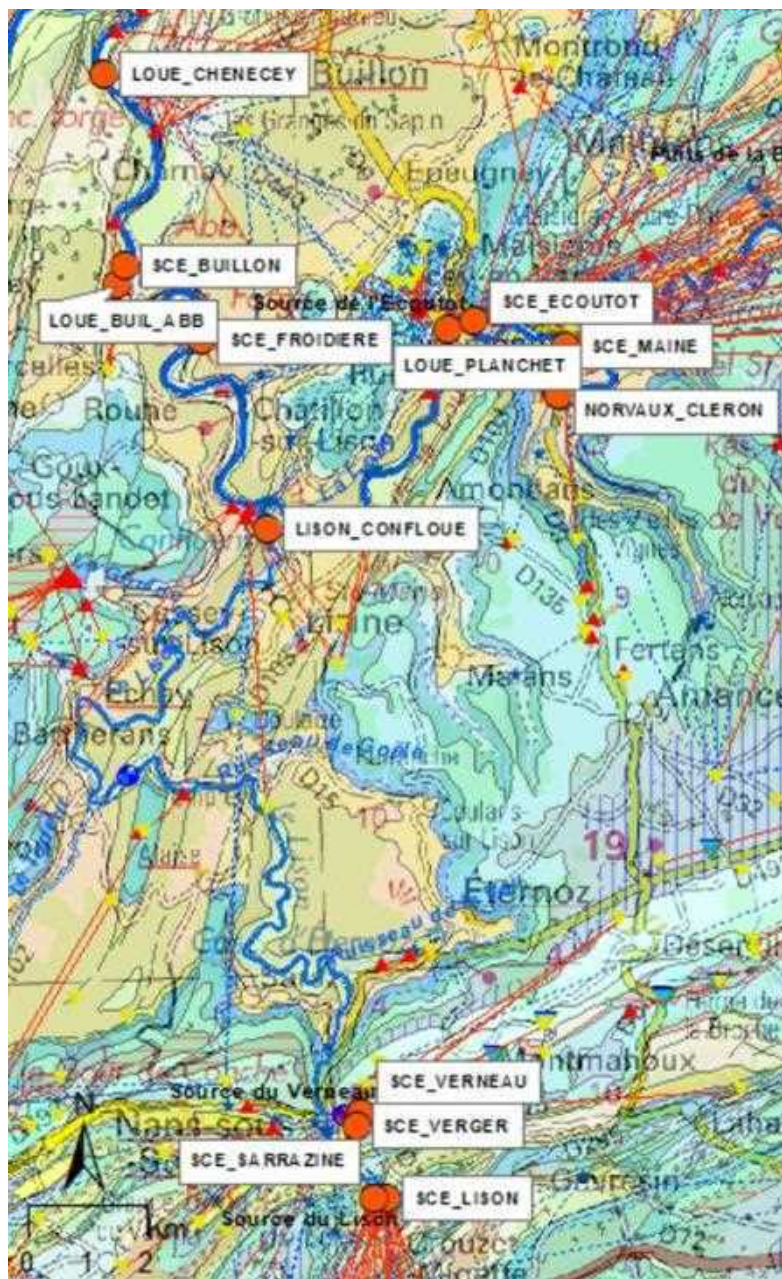


Figure 77. Carte de localisation des points d'eau entre la Loue à Planchet et la Loue à Chenecey-Buillon-Billon ; fond de cartes IGN et BRGM ; tracés indiqués en traits violets ; fond de cartes IGN et BRGM ; tracés positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.

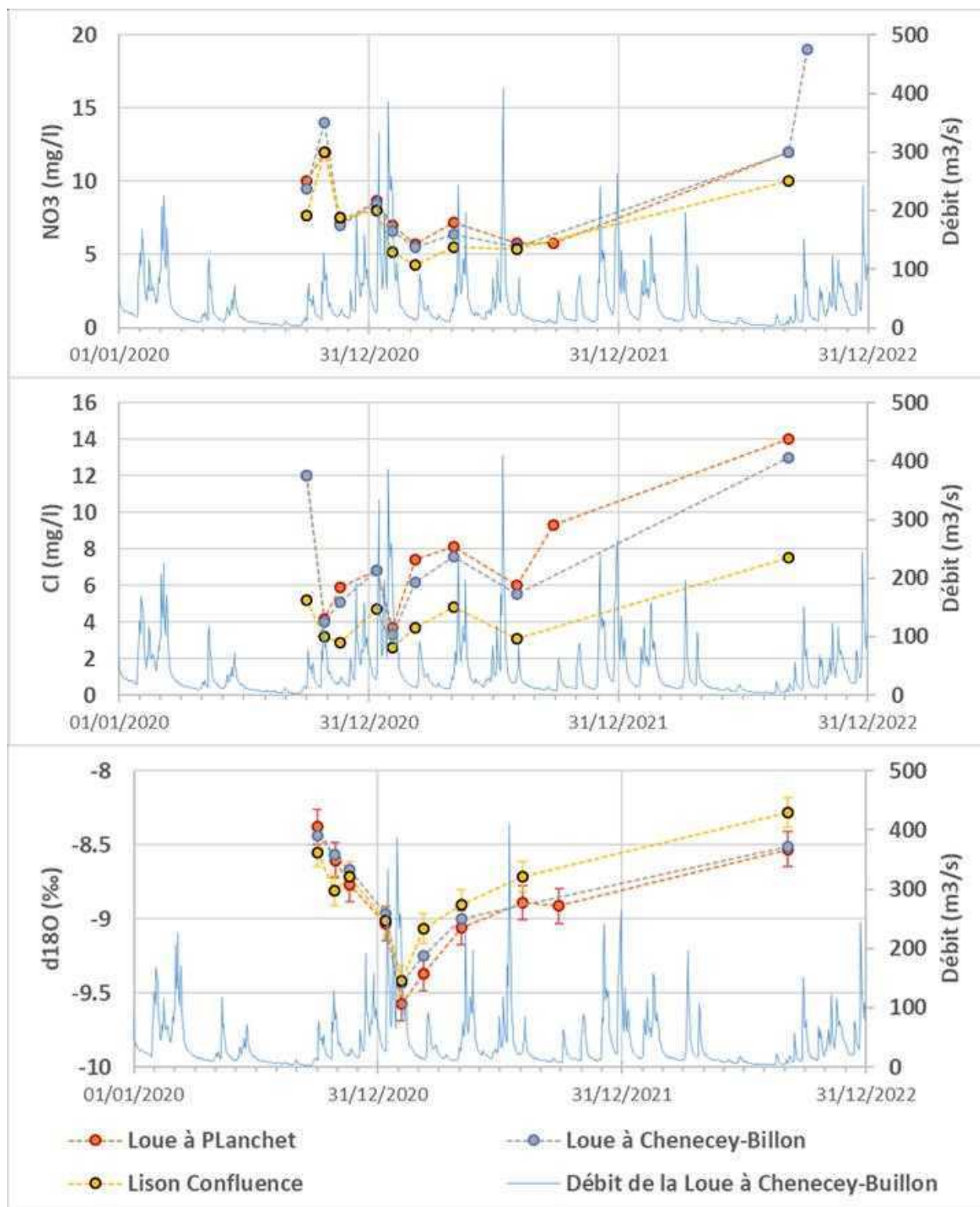


Figure 78. Evolution des concentrations en nitrate et chlorure et de la signature en oxygène 18 des eaux aux cours du cycle hydrologique 2019-2020.

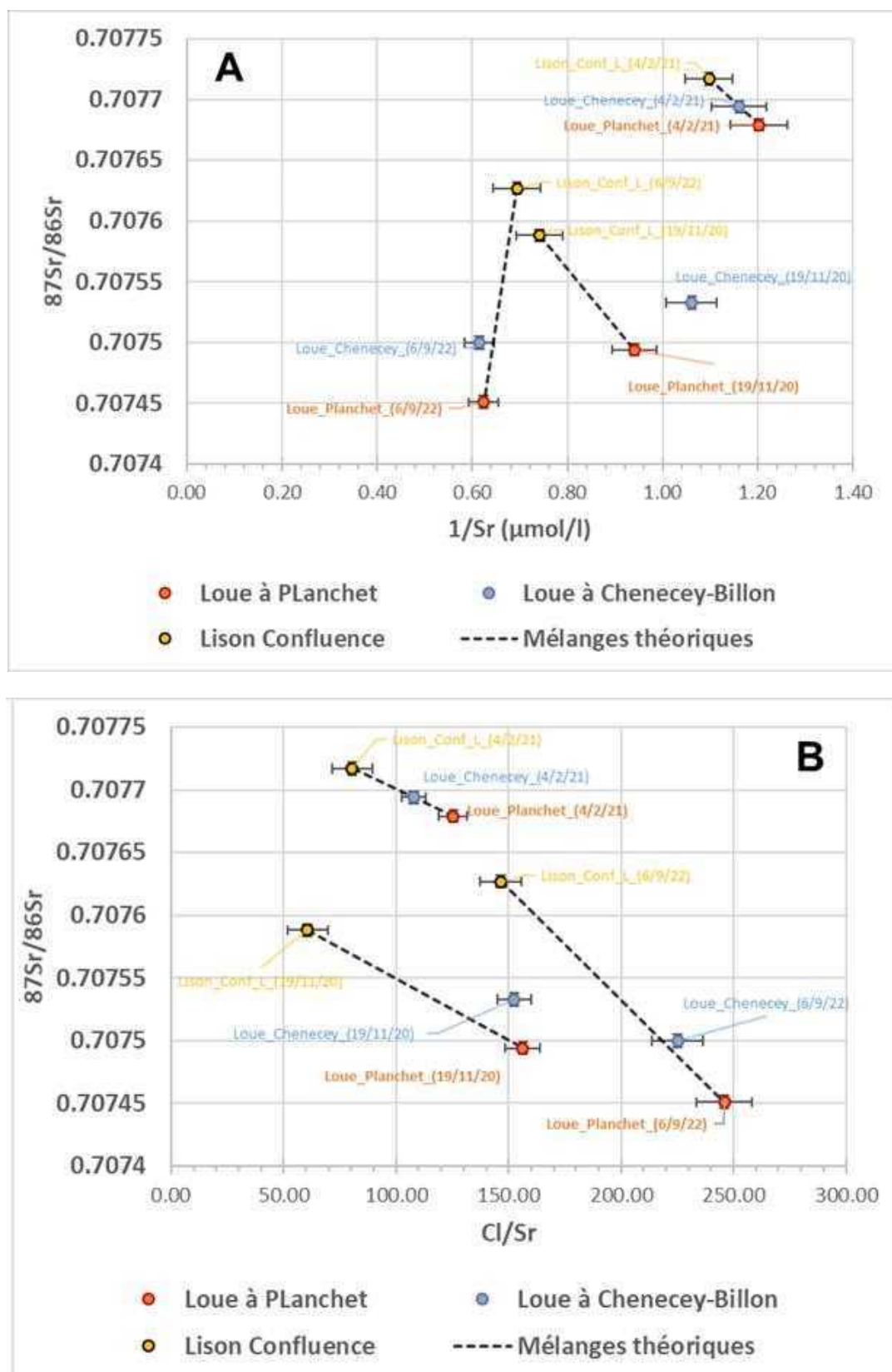


Figure 79. Evolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction des rapports $1/\text{Sr}$ (A) et Cl/Sr (B) de la Loue à Planchet et à Chenecey-Buillon et du Lison à la confluence avec la Loue.

Des variations des paramètres chimiques et isotopiques sont observées au cours du cycle hydrologique. En exemple (Figure 78), on montre que l'évolution des concentrations mesurées à l'aval (Chenecey-Buillon) est contrôlée par les teneurs mesurées à l'amont (Planchet). L'apport à la Loue par la confluence avec le Lison contribue à diminuer faiblement les concentrations en chlorure de la rivière mesurées à l'aval. Pour les nitrates, l'apport par le « Lison confluence » ne modifie pas ou peu les concentrations en nitrate de la Loue, les teneurs du « Lison confluence » étant comparables aux valeurs mesurées à Loue Planchet.

La Figure 79 (A, B) présente l'évolution des signatures isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction des rapports $1/\text{Sr}$ et Cl/Sr . L'examen montre :

- En période de basses eaux (septembre 2022) et crue (février 2021), les signatures des eaux de la Loue à Chenecey-Buillon-Billon se positionnent sur la droite de mélange théorique définie par les pôles « Loue Planchet » et « Lison Confluence » ce qui indique une participation négligeable des eaux des sources karstiques situées à l'aval de la confluence (sources Froidière et Forges en RD, Buillon en RG, cf. localisation sur la Figure 77).
- En période de moyennes eaux (novembre 2020), la signature strontium des eaux de la Loue à Chenecey-Buillon n'est plus expliquée par les pôles « Loue Planchet » et « Lison Confluence », les eaux de Chenecey-Buillon présentent des rapports $1/\text{Sr}$ et Cl/Sr plus élevés qu'attendu, les points s'écartent des valeurs théoriques (A, B) ce qui indique la participation notable des eaux du système karstique située entre « Lison confluence » et la Loue à « Chenecey-Buillon-Billon » (tronçon aval), que ce soit le plateau de Merey-sous-Montrond en rive droite ou le bassin du Lison en rive gauche. Ces résultats interrogent l'origine de l'eau qui contribue à alimenter de manière significative la Loue sur ce tronçon en contexte de moyenne eaux.

Pour avancer sur cette question, des prélèvements complémentaires ont été réalisés en septembre et octobre 2023 sur les sources karstiques de la Froidière (RD), de Buillon (RG) et du Maine (RD en amont de Planchet) afin de replacer ces nouveaux résultats dans le contexte géochimique du principal contributeur du tronçon « Vuillafans-Planchet » (sce du Maine). En effet, des mesures de conductivité électrique effectuées à la Froidière et à la source du Maine en novembre 2020 sont apparues identiques, ce résultat pouvant suggérer une connexion hydraulique de la Froidière avec le système Maine-Ecoutôt-Brême. La Figure 80 présentent ces nouveaux résultats dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$. L'examen montre :

- Les signatures strontium des eaux de la source du Maine sont très variables au cours du cycle hydrologique, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus élevés sont observées en hautes eaux, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus faibles sont observées en basses eaux (sept. 2022, oct. 2023). La signature des eaux de la Froidière (en moyennes eaux, octobre 2023) apparaît très comparable à celle de la source du Maine ce qui témoignerait d'une origine commune des eaux. La comparaison pour les périodes de basses eaux n'est pas possible faute de prélèvements communs à cette période.
- La position des points de la « Loue Buillon-Abbaye » et de la Loue à « Chenecey-Buillon » en novembre 2020 (moyennes eaux) par rapport à la droite théorique de mélange définie par les pôles « Loue Planchet » et « Lison Confluence » pourrait indiquer la participation d'eau issue du système karstique Froidière/Maine ayant des caractéristiques comparables aux eaux de la source du Maine échantillonnées le 19/11/2020.
- Les résultats montrent par ailleurs que la signature du Lison à la confluence le 19/11/2020 peut s'expliquer comme le résultat du mélange entre les eaux de la source du Lison et les eaux du système karstique du Verneau, sa participation au débit du Lison à la confluence est évaluée à 15 % environ à partir des données géochimiques. Cela est un peu supérieur à l'estimation qui peut être faite à partir des données hydrométriques de la DREAL qui

donnent quelques pourcents ($Q_{\text{Myon}} = 2.66$; $Q_{\text{Sce Lison}} = 2.06$; $Q_{\text{Sce Verneau}} = 0.08 \text{ m}^3/\text{s}$)

- Les eaux de la source Buillon prélevée en basses eaux (oct. 2023), située en rive gauche de la Loue en aval de Loue Abbaye présentent une signature strontium très comparables aux eaux de Lison confluence (signatures moyennes et basses eaux) ce qui suggère une contribution d'eau des pertes du Lison au profit de la source. Cette hypothèse reste à vérifier par traçage, mais reste cohérent avec les données actuelles (traçages de la source Buillon depuis le village de Courcelles).

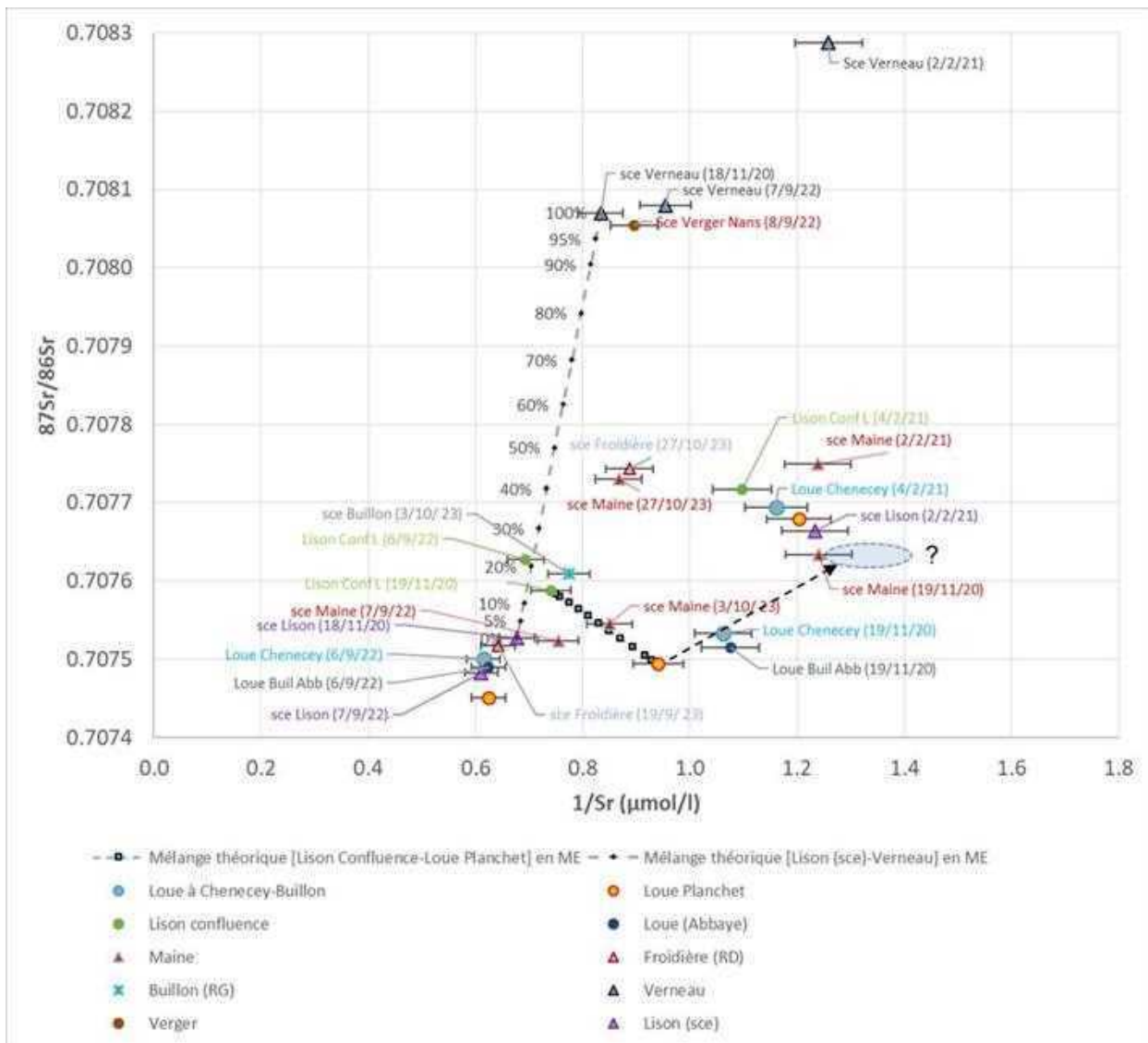


Figure 80. Tronçon Planchet à Chenecey-Buillon-Billon. Evolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction des rapports $1/\text{Sr}$, focus sur la campagne de moyenne eaux. Les signatures mesurées aux sources Buillon, Froidière et Maine sont également reportées.

e) Le Lison entre sa source (Lison/Sarrazine) et la confluence avec la Loue

La source du Lison, de la Sarrazine et du Verneau ont fait l'objet d'un suivi mensuel au cours du cycle 2020-2021 et ont été également prélevés lors des campagnes spatiales en basses eaux (sept. 2022), moyennes eaux (nov. 2020) et crue (fév. 2021). Le Lison à la confluence a été

caractérisée seulement lors des campagnes spatiales de basses eaux (septembre 2022) et de moyennes eaux (novembre 2020).

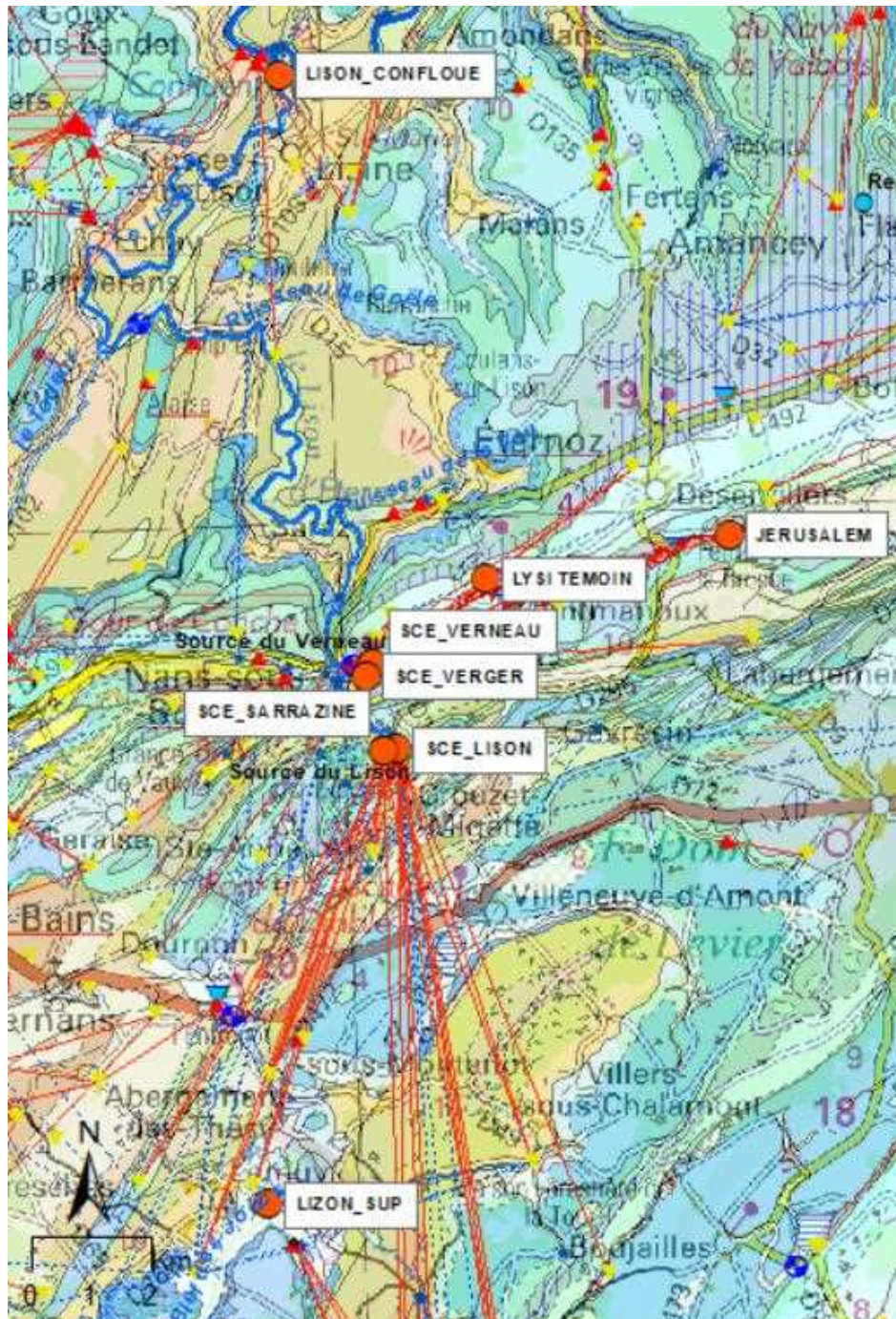


Figure 81. Carte de localisation des points d'eau entre les pertes du Lizon sup., la source du Lison à Nans-sous-sainte-Anne et la confluence avec la Loue ; fond de cartes IGN et BRGM ; tracés indiqués en traits violet ; fond de cartes IGN et BRGM ; tracés positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.

L'évolution des signatures des sources du Lison et de la Sarrazine au cours du cycle est présentée sur la Figure 82, avec en abscisses le débit au Lison. Le seuil de débit de la source du Lison à 7 m³/s est indiqué car il correspond au déclenchement des écoulements à la grotte Sarrazine en période de crue du Lison (Charlier et al., 2014). Lorsque le débit du Lison est inférieur à 7 m³/s –

seuil en deçà duquel la grotte de la Sarrazine ne coule pas et seul le bief Sarrazin en pied de versant s'écoule - on observe des différences de concentration en Cl, Ca et Mg qui indique l'existence d'une compartimentation de la zone aquifère en période de moyennes/basses eaux. La source du Lison apparaît un peu plus chargée en chlorure que la source de la Sarrazine, les teneurs en nitrate sont comparables. Les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ des deux sources sont identiques au cours du cycle hydrologique ce qui indique d'une part, que l'altitude de recharge est identique et d'autre part, que les modalités de transfert de l'eau de recharge vers la zone noyée sont comparables malgré l'existence d'une compartimentation au sein de ce système karstique. En période de crue, lorsque le trop-plein de la Sarrazine s'active ($Q_{\text{Lison}} > 7 \text{ m}^3/\text{s}$) les concentrations des deux sources apparaissent identiques ce qui suggère une homogénéisation au sein du réservoir et donc une absence de compartimentation hydraulique en période de hautes eaux.

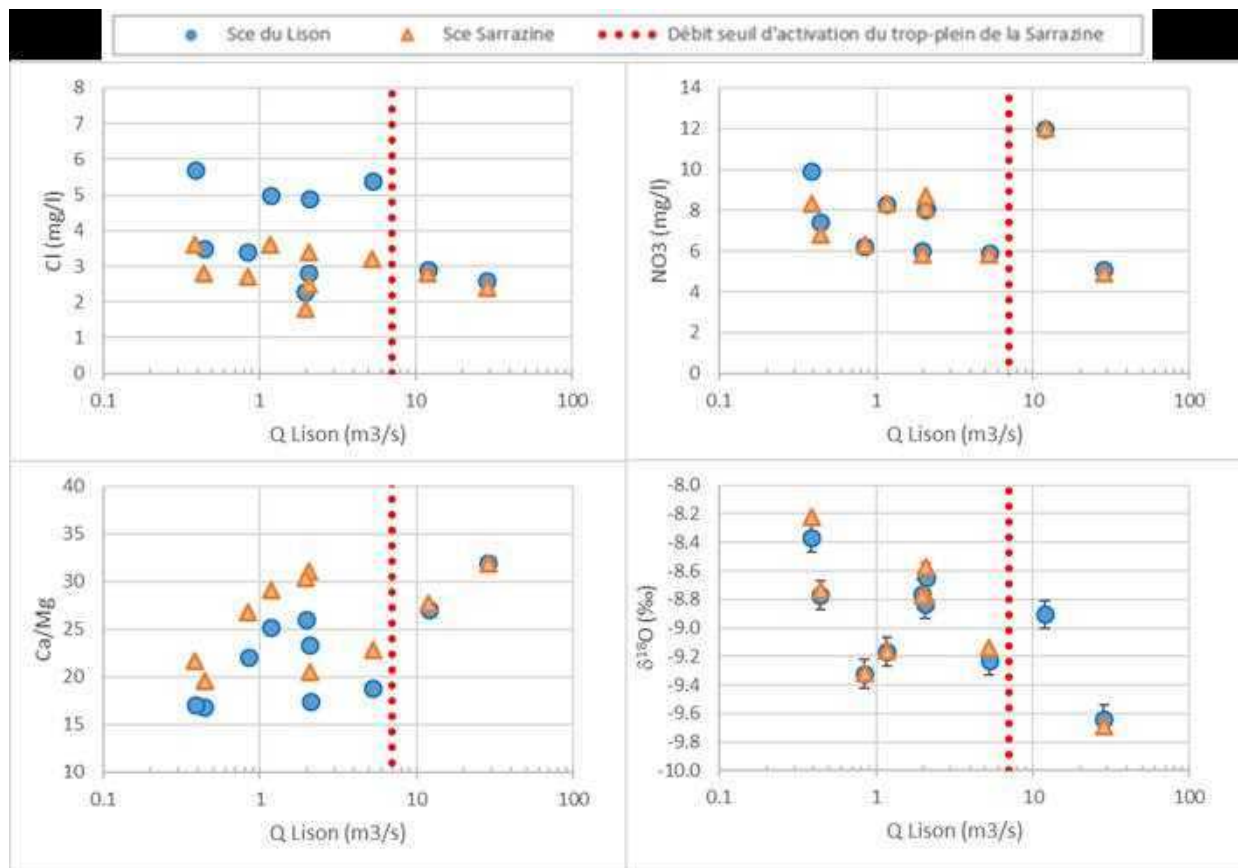


Figure 82. Inter-comparaison des signatures (Cl, NO₃, Ca/Mg et $\delta^{18}\text{O}$) des sources du Lison et de la Sarrazine en fonction du débit du Lison au cours du cycle hydrologique 2020-2021.

Les isotopes du strontium (Figure 83) permettent de renforcer cette interprétation, les signatures des sources du Lison et de la Sarrazine sont bien différenciées en période de basses eaux et convergent en période de crue (fév. 2021). Notons que la signature strontium des sources en période de crue apparaissent très comparables à celles mesurées à la Baume-Archée ce qui suggère une homogénéité du réservoir à l'échelle du plateau de Levier en période de crue. En période de moyennes et basses eaux, les signatures des sources (Lison, Sarrazine, Baume Archée) sont très différenciées ce qui traduit la compartimentation de l'aquifère du Jurassique moyen sur le plateau de Levier à ces périodes. Notons également que la signature des eaux de la Sarrazine en moyenne eau (nov. 2020) apparaît très comparable à celle mesurée sur le plateau au niveau du poljé des pertes de Lemuy ce qui pourrait être un des facteurs explicatifs des différences observées entre le Lison et la Sarrazine.

Les signatures isotopiques des eaux du Lison à la confluence avec la Loue apparaissent nettement plus radiogéniques que celles des sources Lison & Sarrazine en raison de la contribution des eaux du système karstique Verneau qui présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très élevés (0.70807) en période de moyennes-basses eaux, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70827$ en crue. La contribution relative des eaux du système karstique du Verneau à l'alimentation du Lison est évalué entre 20 à 25 % en période de moyennes-basses eaux. L'origine des rapports très élevés (0.70807) des eaux du Verneau reste posée comme précédemment commenté (sol, altérite de l'endokarst) et/ou contribution des bassins versants marneux des 5 pertes (Creux qui Sonne, Veille Folle, Bief-Bousset, Jérusalem, Broche). La caractérisation isotopique des eaux des pertes du Verneau dans le futur pourrait aider à avancer dans les interprétations.

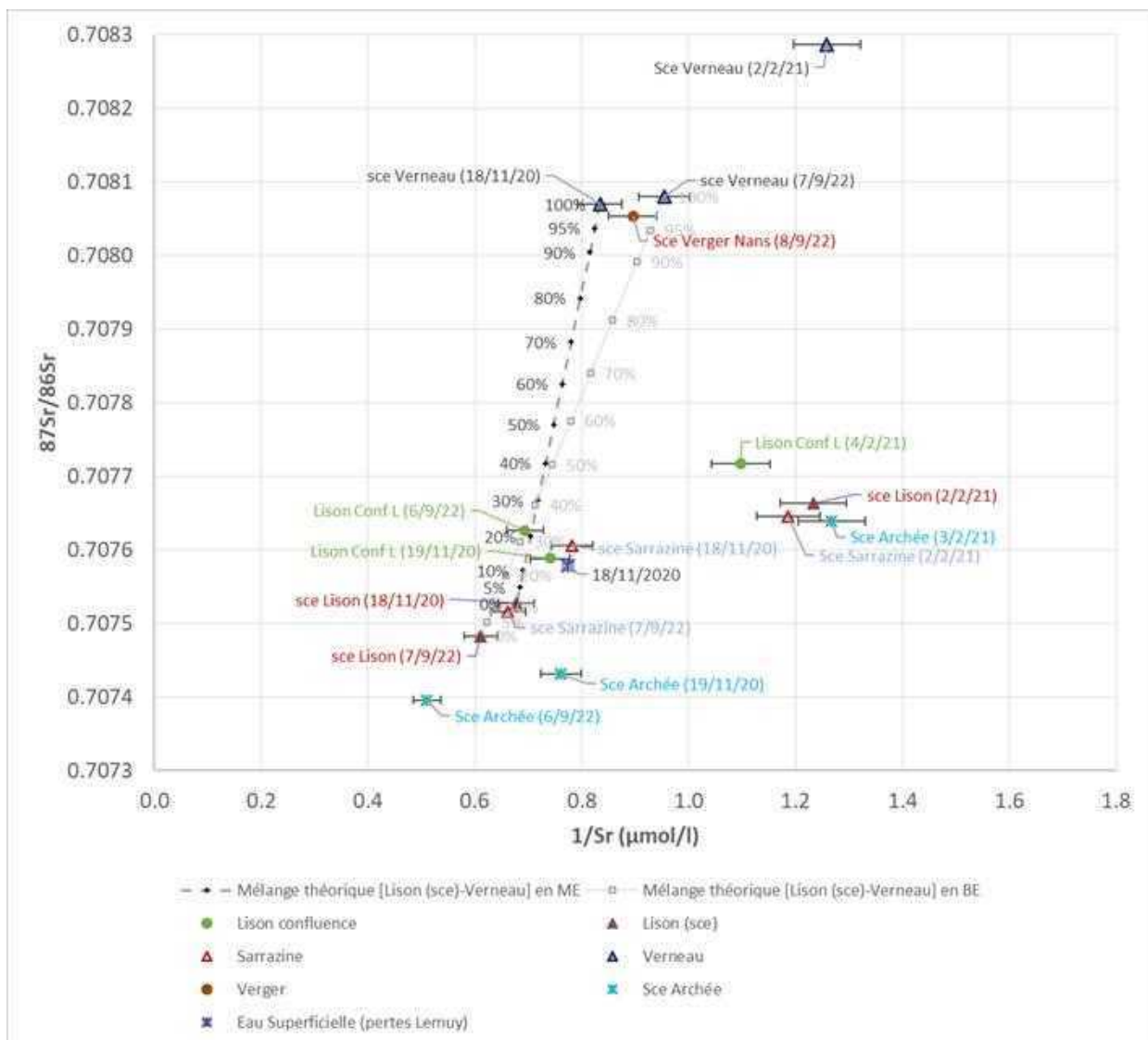


Figure 83. Evolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction des rapports $1/\text{Sr}$ de la source du Lison et de la Sarrazine et du Lison à la confluence avec la Loue. Les signatures de la source du Verneau qui alimente le Lison à Nans-Sous-Saint-Anne sont reportées ainsi que celles de la source Baume-Archée qui draine également le plateau de Levier.



Figure 84. Carte de localisation des points d'eau sur le système du Verneau entre les pertes de Jérusalem, la Vieille Folle, le lysimètre 'Témoin' et la source à Nans-sous-Sainte-Anne ; fond de cartes IGN et BRGM ; les bassins marneux sont entourés de noir ; tracés indiqués en traits violets ; fond de cartes IGN et BRGM ; tracés positifs, négatifs et incertains respectivement indiqués en traits rouge, bleu et tireté violet.

La source du Verneau a fait l'objet d'une caractérisation isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) lors des campagnes spatiales en basses eaux (sept. 2022), moyennes eaux (nov. 2020) et crue (fév. 2021). La source du Verger (qui est rattachée à l'impluvium du Verneau) a été prélevée en basses eaux (sept. 2022). Les eaux signatures isotopiques des eaux des pertes Jérusalem et Vieille-Folle sur l'impluvium du Verneau ont été seulement mesurées lors de la campagne spatiale de moyennes eaux (nov. 2020). Les solutions de sol du lysimètre dit 'témoin' (sur prairie, sans apports de nutriments) mis en place dans le cadre du projet NUTRI-Karst par la Chambre d'Agriculture du Doubs à Montmahoux a également fait l'objet de 3 analyses isotopiques en contexte de crue de reprise (04/10/2022), en période de hautes eaux hivernales (17/12/2020) et lors d'un épisode de crue majeur (février 2021). Les différents sites de prélèvements sont localisés sur la Figure 84.

La Figure 85 présentent les évolutions du rapport isotopique du strontium en fonction du rapport $1/\text{Sr}$. Dans le but de contextualiser les résultats obtenus sur les eaux du système du Verneau, nous avons également reporté les signatures des eaux des sources du Lison, Sarrazine et du Bief Poutot mesurées lors des campagnes spatiales d'échantillonnages.

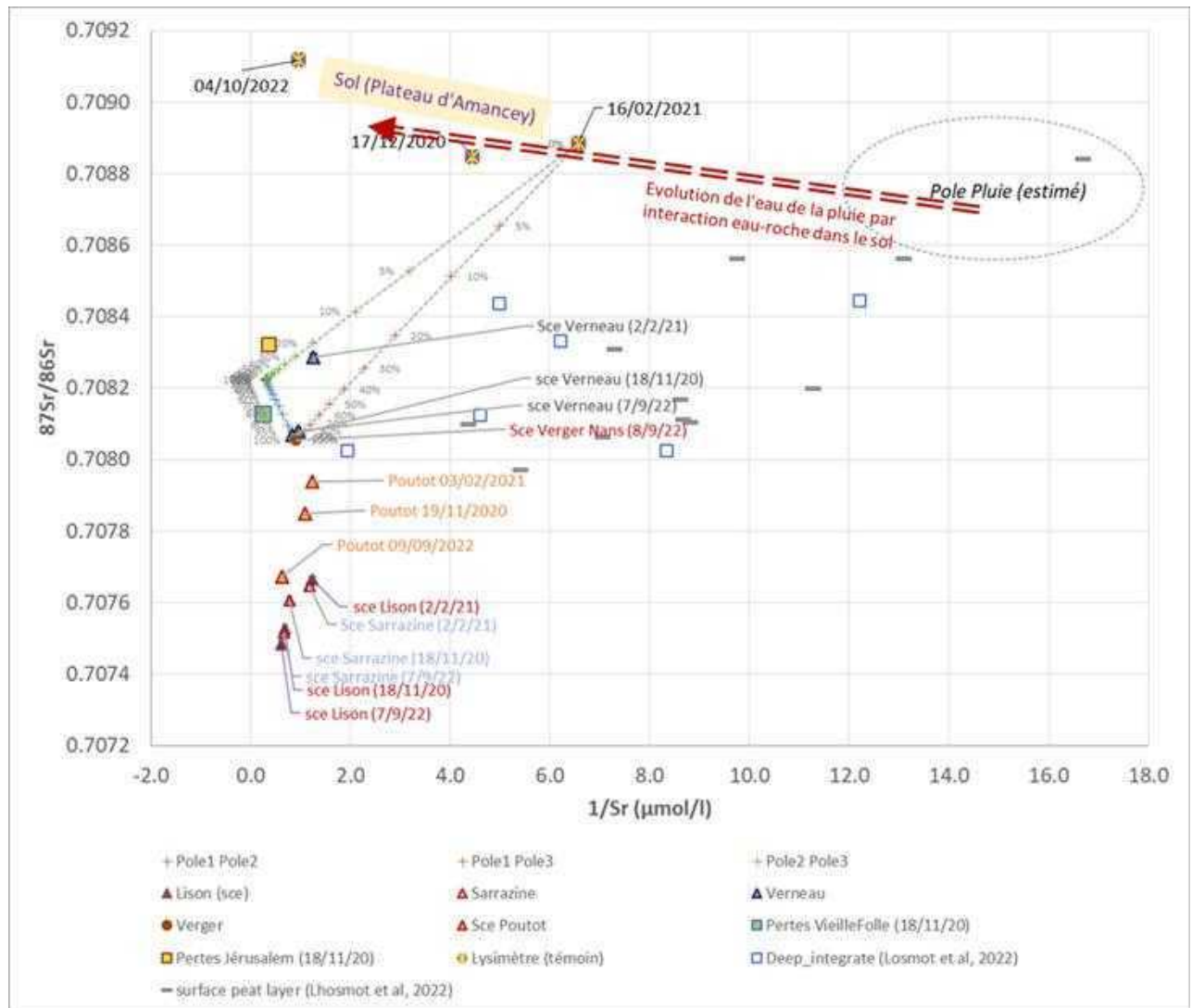


Figure 85. Evolution des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/\text{Sr}$) des eaux du système karstique du Verneau en basses eaux BE, moyennes eaux ME et en crue.

En période de basses eaux, les signatures isotopiques de la source du Verneau et du Verger sont comparables et permettent de qualifier les eaux issues de la zone noyée de ce système aquifère. Les signatures du Verneau présentent des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés que ceux mesurés à la source Poutot située plus à l'est dans le système karstique adjacent développé au sein du jurassique supérieur comme le Verneau.

La position des points des eaux du Verneau dans la Figure 85 permet de montrer que les eaux du système aquifère sont sous l'influence des signatures isotopiques des eaux des pertes (Jérusalem et Vieille-Folle) qui, en moyenne eaux, sont nettement plus radiogéniques et chargées en strontium que celles des eaux de la source du Verneau probablement en lien avec la nature marneuse des impluviums de ces cours d'eau. En période de hautes eaux (février 2021), on observe pour le Verneau et Bief Poutot une forte augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux ce qui souligne la forte influence des eaux de recharge à travers le sol dans le contrôle de la signature en strontium des eaux souterraines. Ces variations isotopiques au cours du cycle hydrologique peuvent être utilisées pour mettre en évidence et quantifier le mélange en crue entre la part d'eau d'infiltration et l'eau préexistante dans la zone noyée de l'aquifère.

En acceptant l'idée que la source Verger permet d'accéder à la signature isotopique de l'eau de la zone noyée de l'aquifère du Verneau, on peut évaluer la contribution relative des eaux des pertes (recharge directe) et de la recharge diffuse à travers le sol. En considérant la signature isotopique moyenne des pertes et les signatures de la solution de sol du lysimètre en hautes eaux et/ou crue (Tableau 15), on montre que les pertes (Jérusalem et Vielle-Folle) contribueraient environ à 15 % au débit de crue du Verneau, la part de l'eau d'infiltration diffuse ayant transité par le sol à l'écoulement étant majoritaire (autour de 70 %).

Tableau 15. Contribution relative des eaux de la zone noyée (Source Verger à Nans), des pertes (recharge directe) et de la recharge diffuse à travers le sol (lysimètres) lors des 3 prélèvements à la source du Verneau ; 2 pôles lysimètres sont proposés pour quantifier la recharge diffuse.

Pôle	Sce_Verger_Nans_(8/9/22)	Moyenne des pertes 18/11/2020	Lysimètre 'témoin' (16/02/21)
Nom Ech.	%Q1	%Q2	%Q3
Sce Verneau (18/11/20)	97.2 ± 4.8	3.3 ± 2.4	-0.4 ± 2.4
Sce Verneau (02/02/21)	12.2 ± 5.1	15.7 ± 2.1	72.2 ± 2.9
Sce Verneau_(7/9/22)	86 ± 4.3	2 ± 2.1	12 ± 2.2
Pôle	Sce_Verger_Nans_(8/9/22)	Moyenne des pertes 18/11/2020	Lysimètre 'témoin' (17/12/20)
Nom Ech.	%Q1	%Q2	%Q3
Sce Verneau (18/11/20)	97.1 ± 4.5	3.3 ± 2.3	-0.4 ± 2.2
Sce Verneau (02/02/21)	22.6 ± 4.6	11.2 ± 1.9	66.2 ± 2.7
Sce Verneau_(7/9/22)	87.7 ± 4	1.3 ± 2	2

6. Modèle géologique 3D

6.1. OBJECTIFS

L'objectif de ce chapitre est de construire un modèle géologique à l'échelle de la zone d'étude (bassin de la Loue incluant les pertes du Doubs) qui reflète les principales formations aquifères (Jurassique sup. et moyen). L'étude intégrée cartographie/tectonique/modélisation géologique permet de fournir une vision en 3 dimensions la plus à jour possible de la structure des formations sur toute l'étendue de la zone d'étude.

Le modèle géologique est construit à l'aide de GeoModeller et sera valorisé d'un point de vue hydrogéologique dans le chapitre 7.

6.2. PRINCIPES DE LA MODELISATION GEOLOGIQUE 3D

La cartographie de nombreuses données d'orientation (azimut, pendage, polarité des stratifications, schistosités...) en sus des points de passage des interfaces géologiques, ainsi que le besoin de modélisation de structures géologiques complexes, ont motivé dans les années 1990 de nouveaux travaux de recherche en géostatistique et modélisation géologique. Menés conjointement par le BRGM et l'École des Mines de Paris, ils ont débouché sur l'élaboration d'un nouvel outil géostatistique : la méthode du potentiel (Lajaunie et al., 1997; Calcagno et al., 2008) qui, implémentée dans l'outil GeoModeller (©BRGM-Intrepid Geophysics; <http://www.geomodeller.com>), permet de prendre en compte simultanément les données d'interfaces et d'orientation (Lopez et al., 2017; Renard et al., 2019) (Figure 86).

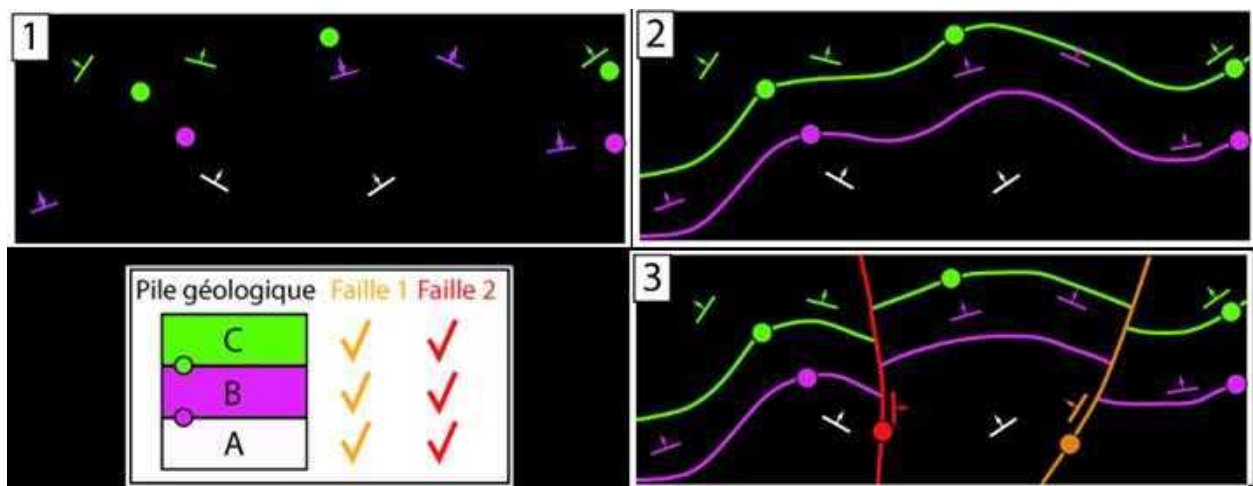


Figure 86 : 1 – Méthode de modélisation géologique par interpolation de champs de potentiels : points de passage et de données d'orientation éparpillées provenant de l'observation du terrain 2 – Interfaces géologiques correspondant aux surfaces d'isovaleurs du potentiel ; 3 – Intégration de fonctions de dérive discontinues pour la modélisation des failles

Dans ce modèle, les interfaces géologiques sont modélisées par des surfaces définies de manière implicite comme des lieux d'isovaleurs d'un champ scalaire 3D dont les gradients sont contraints par les données d'orientation. Le champ est obtenu par une interpolation multivariable de ces données (*cokrigage universel*). L'utilisation des gradients du champ scalaire interpolé a conduit à l'assimiler à un champ de potentiel ; de fait, la méthode a été qualifiée de méthode de modélisation géologique par champ de potentiel.

Un même champ de potentiel, connu dans tout l'espace, permet de modéliser des formations présentant des géométries assez proches ayant une histoire commune, et dont les interfaces correspondent à différentes valeurs, inconnues *a priori*, du potentiel. La terminologie de *série* a été retenue pour désigner cet ensemble de formations. Ainsi, on peut reconstruire, à partir de quelques données de surface, des structures ayant enregistré des déformations identiques (Figure 87). De même, la reconstruction d'architectures plus complexes est possible grâce à l'utilisation d'une pile géologique qui permet d'établir une chronologie à la fois des dépôts et des relations spatiales entre les différentes séries (Calcagno et al., 2008), et de traduire des relations géologiques d'érosion ou de dépôt. À ce titre, cette pile constitue un élément à part entière de la construction et de l'interprétation du modèle géologique 3D et une synthèse de la connaissance associée, qui permet de combiner automatiquement des séries construites indépendamment l'une de l'autre.

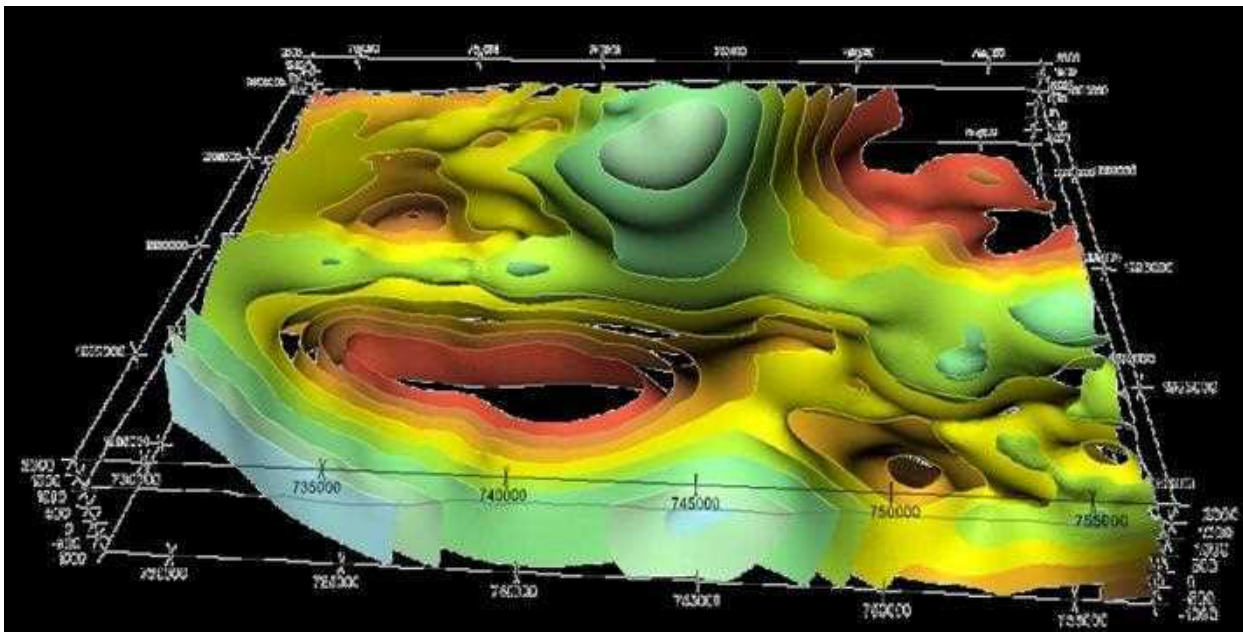


Figure 87 : Modèle géologique 3D de la région du Monastier-sur-Gazeille (Defive et al., 2011), lequel a été produit uniquement à partir du relevé sur le terrain de données de passage et d'orientation

Enfin, en introduisant des discontinuités dans la dérive du *krigeage* universel utilisé pour calculer le champ de potentiel, on peut reproduire l'effet de failles (Figure 86). Leur rejet est alors automatiquement déduit des points de passage utilisés pour définir les formations qu'elles affectent. La géométrie de ces failles est quelconque, finie ou infinie, et est également construite en utilisant un champ de potentiel spécifique. À l'instar de celles mises en évidence par la pile géologique dans le cas des formations, des relations permettent de définir simplement leurs interactions des failles et de modéliser des réseaux structuraux complexes réalistes.

L'outil de modélisation géologique ainsi obtenu est particulièrement bien adapté aux besoins et aux spécificités de la cartographie géologique. Il est générique et permet de construire directement des objets géologiques tridimensionnels dans de nombreux contextes. Sa combinaison avec la topographie fait que les coupes réalisées dans le modèle et la carte sont forcément cohérentes. Cette cohérence est la plus-value fondamentale qu'apporte cette approche, mais c'est aussi une contrainte qui ne tolère aucune approximation : toutes les coupes étant possibles et cohérentes, on ne peut se contenter d'en choisir quelques-unes pour étayer un *a priori* conceptuel. Ainsi, la production d'un modèle géologique demande de réaliser un travail conséquent de réflexion afin de pouvoir intégrer, après les avoir synthétisées, le plus grand nombre de données et d'observations.

De plus, le formalisme géostatistique sous-jacent à l'interpolation du champ de potentiel permet de quantifier l'incertitude associée à un tracé cartographique. En effet, la structure spatiale du potentiel peut être inférée à partir des données d'orientation. Il est alors possible, à l'aide des variances de *cokrigage*, de cartographier une variable mesurant la probabilité de l'appartenance d'un point à une interface, ce qui permet de localiser les zones d'incertitude élevée.

D'un point de vue épistémologique, il est intéressant de constater que l'outil permettant d'obtenir le *modèle géologique* à trois dimensions n'est au fond bâti que sur des champs stochastiques de potentiels, lesquels sont caractérisés par leur plus ou moins forte régularité (covariance spatiale), et sont reliés par un ensemble de règles d'assemblage (la *pile géologique*). Ainsi, sans nécessairement le savoir, le géologue modélisateur développe son interprétation grâce à une approche géostatistique. C'est la simplicité et la souplesse de ce modèle géostatistique sous-jacent qui permettent l'intégration de données variées dans un ensemble cohérent.

Par ailleurs, ce cadre se prête bien à la question de la multiplicité des représentations cohérentes avec les observations, liée à la caractérisation et à la quantification des incertitudes. Ainsi, loin de se substituer au travail du géologue, la modélisation vient l'appuyer. D'une part, en modifiant le modèle géostatistique sous-jacent, le géologue peut explorer rapidement et visuellement différentes hypothèses scientifiques compatibles avec ses connaissances en produisant pour chacune d'elles une cartographie 3D compatible avec les données disponibles. Il peut alors cibler les zones où la géométrie des formations reste problématique et organiser stratégiquement les nouvelles campagnes d'acquisition. D'autre part, pour un même modèle géostatistique, il devrait pouvoir à l'avenir générer différentes simulations (on parle aussi de *réalisations*) de ce modèle, dans l'optique de reproduire la variabilité spatiale présumée de la géologie.

La modélisation géologique permet ainsi de revenir aux fondamentaux que sont la donnée et la description des géométries. De plus, son aspect intégrateur permet de mutualiser des données et de confronter les points de vue. En ce sens, la production d'un modèle géologique est donc une démarche pluridisciplinaire qui doit aboutir à une vision partagée du sous-sol et de sa géologie. Par rapport à la carte, lorsqu'il est discrétisé de manière adéquate par un maillage, il peut également servir de support à la simulation de phénomènes physiques dynamiques : propagation des ondes sismiques, transferts souterrains de masses et/ou d'énergie... qui permettent d'étudier le fonctionnement des systèmes géologiques et les impacts anthropiques.

6.3. DONNEES UTILISEES

6.3.1. Cartes géologiques

Sur l'emprise de la zone d'étude, 8 cartes géologiques à l'échelle 1/50.000 BRGM sont présentes :

- 502 : BESANÇON
- 503 : VERCEL
- 529 : QUINGEY
- 530 : ORNANS
- 556 : SALINS-LES-BAINS
- 557 : PONTARLIER
- 582 : CHAMPAGNOLE
- 583 : MOUTHE

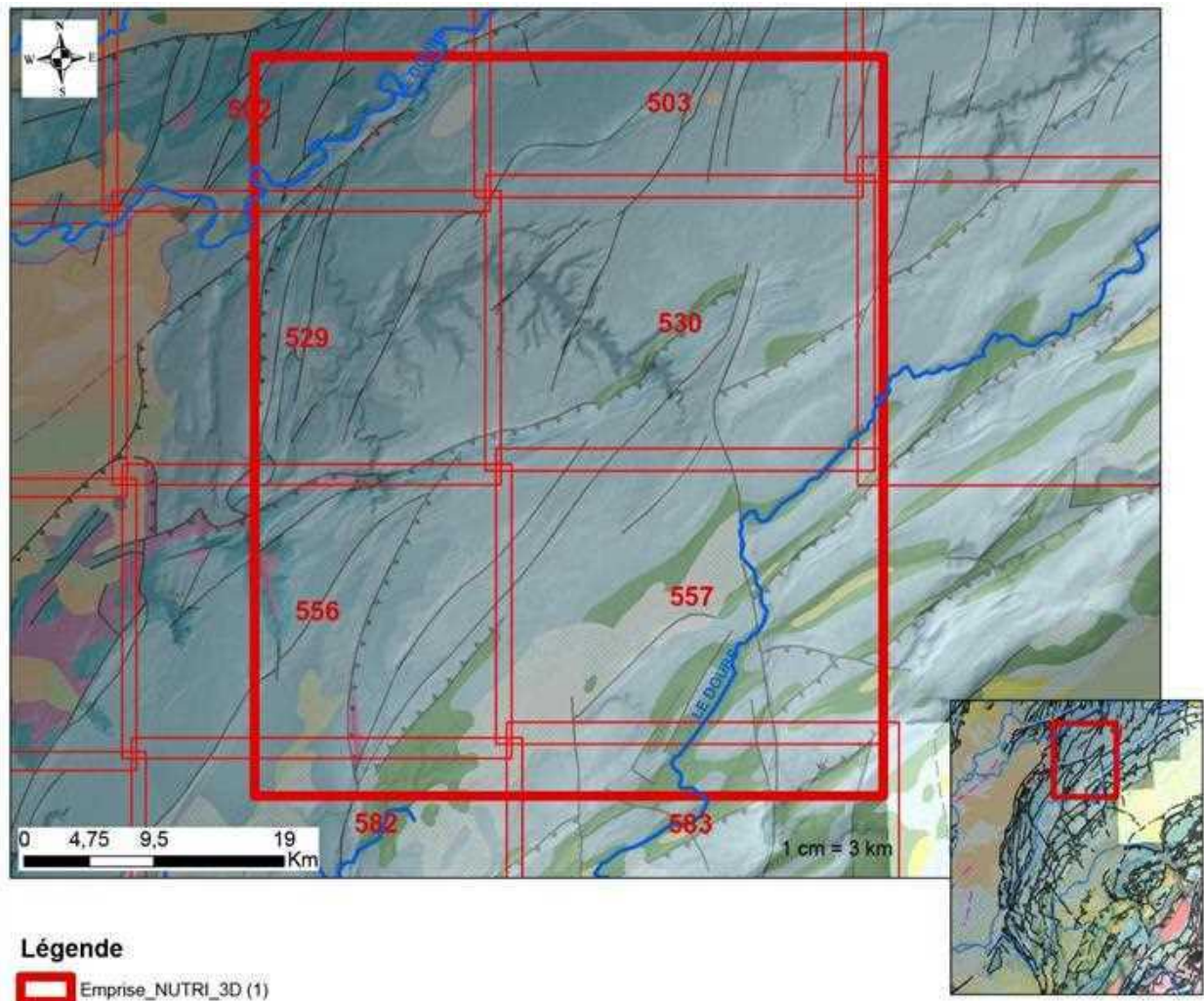


Figure 88 : Assemblage des cartes géologiques BRGM à l'échelle 1/50.000

Trois cartes à l'échelle 250.000 recouvrent en partie la zone à modéliser :

- 19 : DIJON
- 24 : CHALON-SUR-SAONE
- 25 : THONON-LES-BAINS

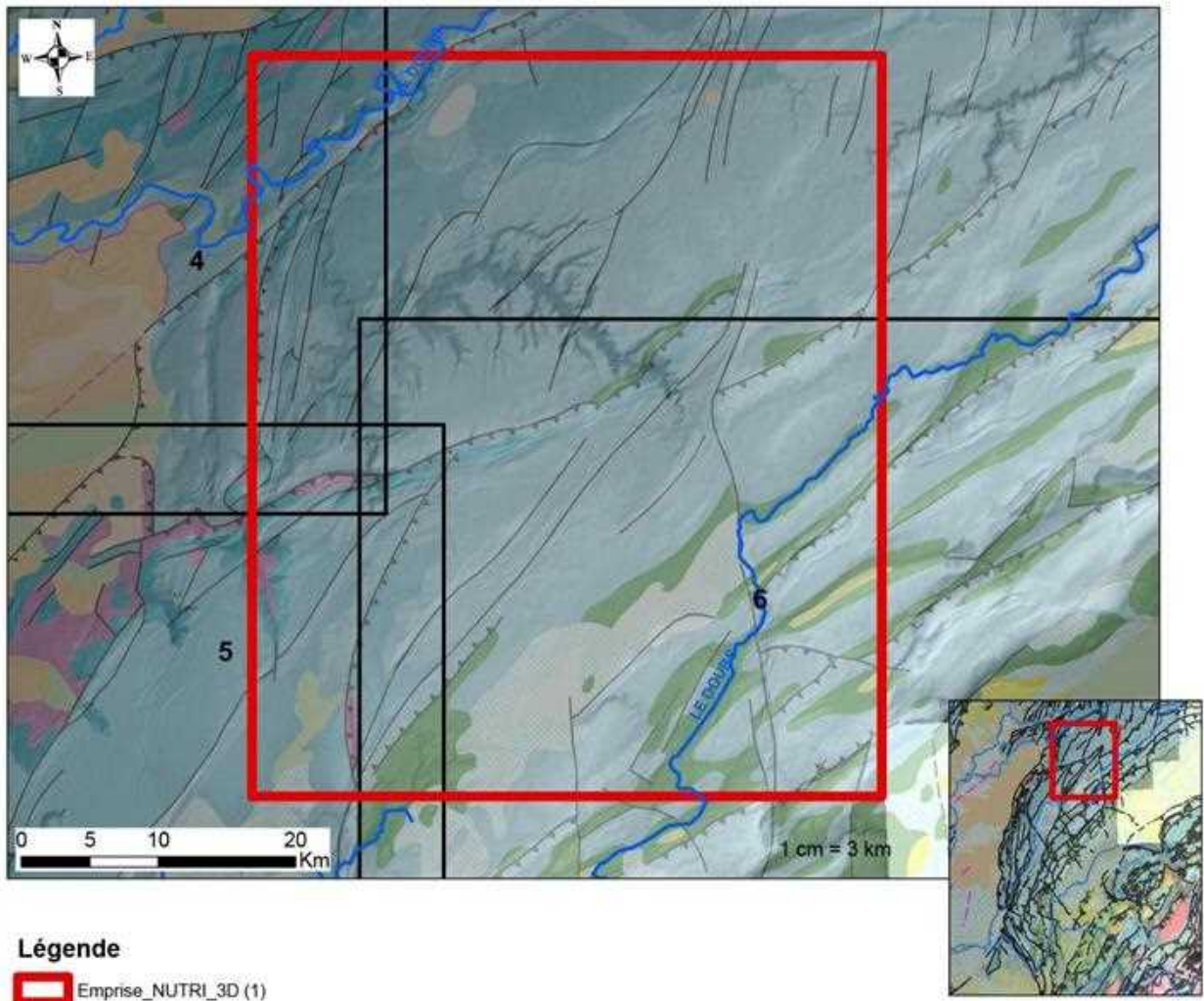


Figure 89 : Assemblage des cartes géologiques BRGM à l'échelle 1/250.000

6.3.2. Données structurales

1748 données structurales des cartes géologiques 1/50.000 du BRGM ont été extraites, compilées et corrigées. En effet, ces fichiers points ne sont pas homogènes et nécessitent une harmonisation avant import dans l'environnement 3D Geomodeler, comme par exemple :

- Ajout de certains pendages chiffrés (vertical : 89° ou horizontal : 0°) qui ne sont codés qu'en attributs texte
- Exclure les données ponctuelles qui ne relèvent pas de mesure structurale de stratification
- Exclure les mesures de stratifications qui ne comportent pas de pendages (seulement un azimut), données vectorisées des cartes raster qui ne comportaient pas l'information « pendage »
- Ajout des polarités (inverses ou normales) sachant que certaines mesures ne contiennent pas forcément cette information et qu'il conviendra de la corriger au cours de la modélisation avec la cohérence géologique comme guide.
- Exclure les données erratiques (mesures structurales horizontales alors qu'il s'agit de quadrillage de la carte, mesures structurales verticales alors qu'il s'agit de conduites,

mesures structurales qui comportent un pendage alors que la carte géologique raster n'en fait pas mention avec de mauvais strike, nombreuses confusions dans le codage entre le strike et le dipdir, oubli de vectorisation de certaines mesures ...)

- Exclure les mesures structurales du Crétacé qui s'apparente plutôt à des S1 qui se développent en cœur de plis synclinaux serrés.
- Simplifier les structures régionales pour pouvoir dégager les grandes tendances plutôt que les détails locaux (processus de « mise à l'échelle »)

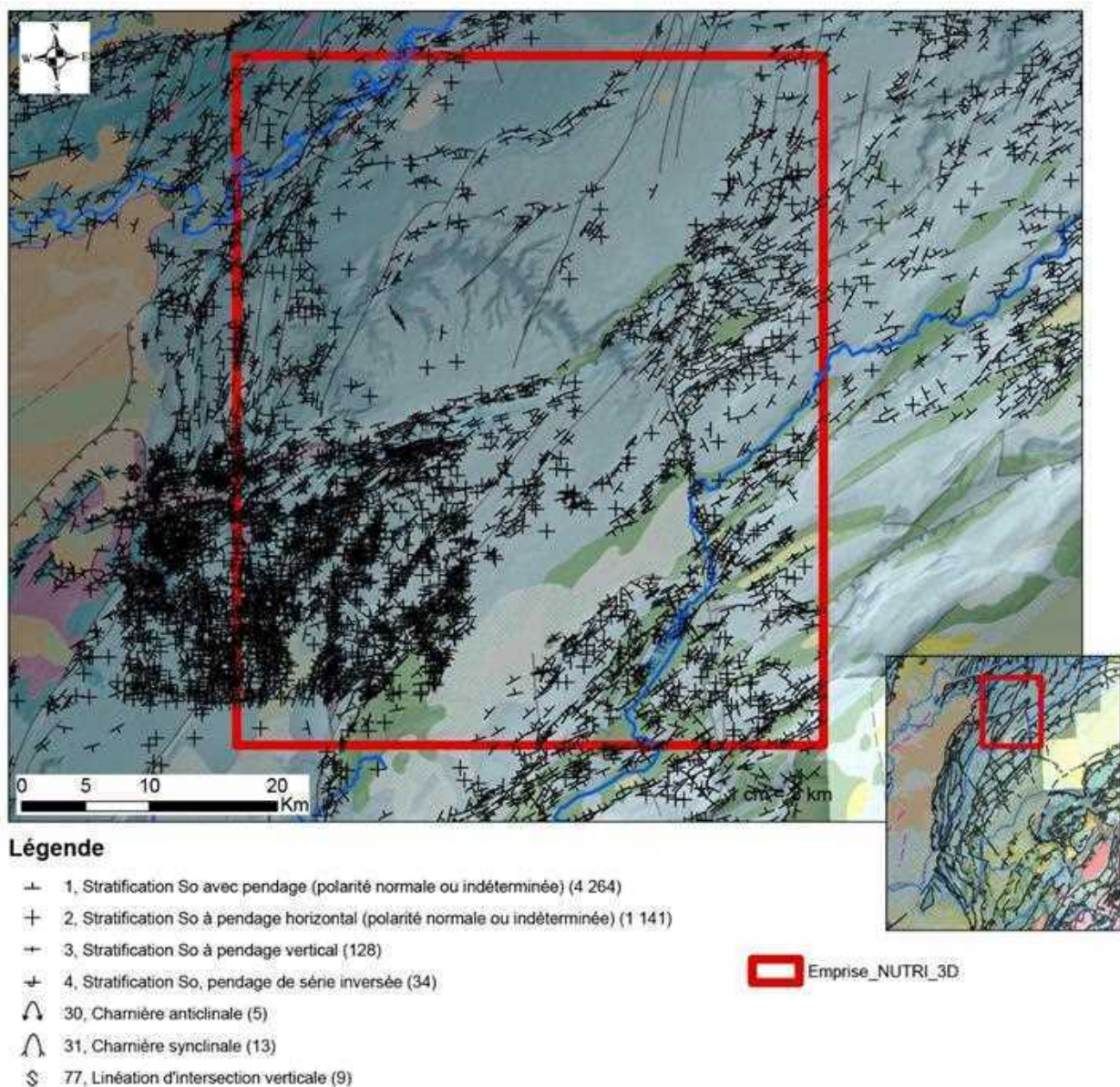


Figure 90 : Mesures structurales issues des cartes géologiques BRGM 1/50.000 avant tri et import dans le Geomodeller.

6.3.3. Données du portail Minergies

Minergies (www.minergies.fr) est le portail français des ressources énergétiques du sous-sol (hydrocarbures, géothermie à haute température, stockage souterrain). Il a deux objectifs majeurs :

1. Sauvegarder les données acquises par les sociétés (opérateurs pétroliers, opérateurs en géothermie, opérateurs en stockage) dans le cadre de leur exploration du sous-sol, sur leurs titres miniers. (Principalement données de surface (sismique réflexion 2d-3d) et données de puits (diagraphies)).
2. Mettre à disposition la donnée tombée dans le domaine public (formats et supports modernes), contre des peines et soins.

Les principaux acteurs sont :

1. Propriétaire des données : Le Ministère de la Transition écologique et solidaire par l'intermédiaire du BRESS (Bureau des Ressources Energétiques du Sous-Sol) de la DGE (Direction Générale de l'Energie et du Climat), et le Ministère de l'Economie, des Finances, de l'Action et des Comptes publics.
2. Gestionnaire des données, via convention : Le BRGM par l'intermédiaire de l'unité « Connaissance, Imagerie et Modélisation du sous-sol » de la Direction des Géoressources.

a) Forages profonds pétroliers

10 forages profonds issus du portail minergies sont présents dans l'emprise de la zone d'étude. Leur répartition est visible sur la Figure 92. Il s'agit des forages suivants :

Num__de_cl	WLNAME	NOM_CARTO	Zs	XL	XL2	YL	YL2	Opérateur	Niveau_géo
16-1036-	CHAMPVANS	Champvans 1	306,799988	871,674	871673,9	255,151	2255150,9	SAFREP	PERMIEN
16-1120-	LAVERON	Lavéron 1	1079,800049	892,634	892633,9	203,392	2203392	PREPA	PERMO-TRIAS
16-1127-	ETERNOZ	Eternoz 1	521	879,178	879178	229,59	2229590	COPEFA	PERMIEN
16-1139-	VALEMPOULIERES	Valempoulières 1	653,700012	869,933	869933,1	208,026	2208026	PREPA	SOCLE METAMORPHIQUE
16-1178-	ESSAVILLY	Essavilly 101	791,599976	885,573	885573	205,253	2205253	SNPA	SOCLE METAMORPHIQUE
16-1179-	VALEMPOULIERES	VLP 101	655,299988	869,265	869265	209,055	2209055,1	RAP	MUSCHELKALK
16-1203-	THESY	Thésy 1	702,799988	873,021	873021	218,209	2218209	SHELLREX	SOCLE GRANITIQUE
16-1204-	ORSANS	Orsans 1	558,299988	907,735	907734,9	257,55	2257550,1	SNPA	SOCLE GRANITIQUE
16-1220-	MONTROND LE CHATEAU	Montrond le Château 1 /G	446,100006	881,757	881757	244,244	2244244	SNEA(P)	MUSCHELKALK SUP.
16-1223-	MONTROND LE CHATEAU	Montrond le Château 1 B	446,299988	881,76	881760	244,254	2244254	SNEA(P)	PERMIEN

Figure 91 : Liste des forages profonds existants sur l'emprise de la zone d'étude Nutri-karst issus du portail www.minergies.fr

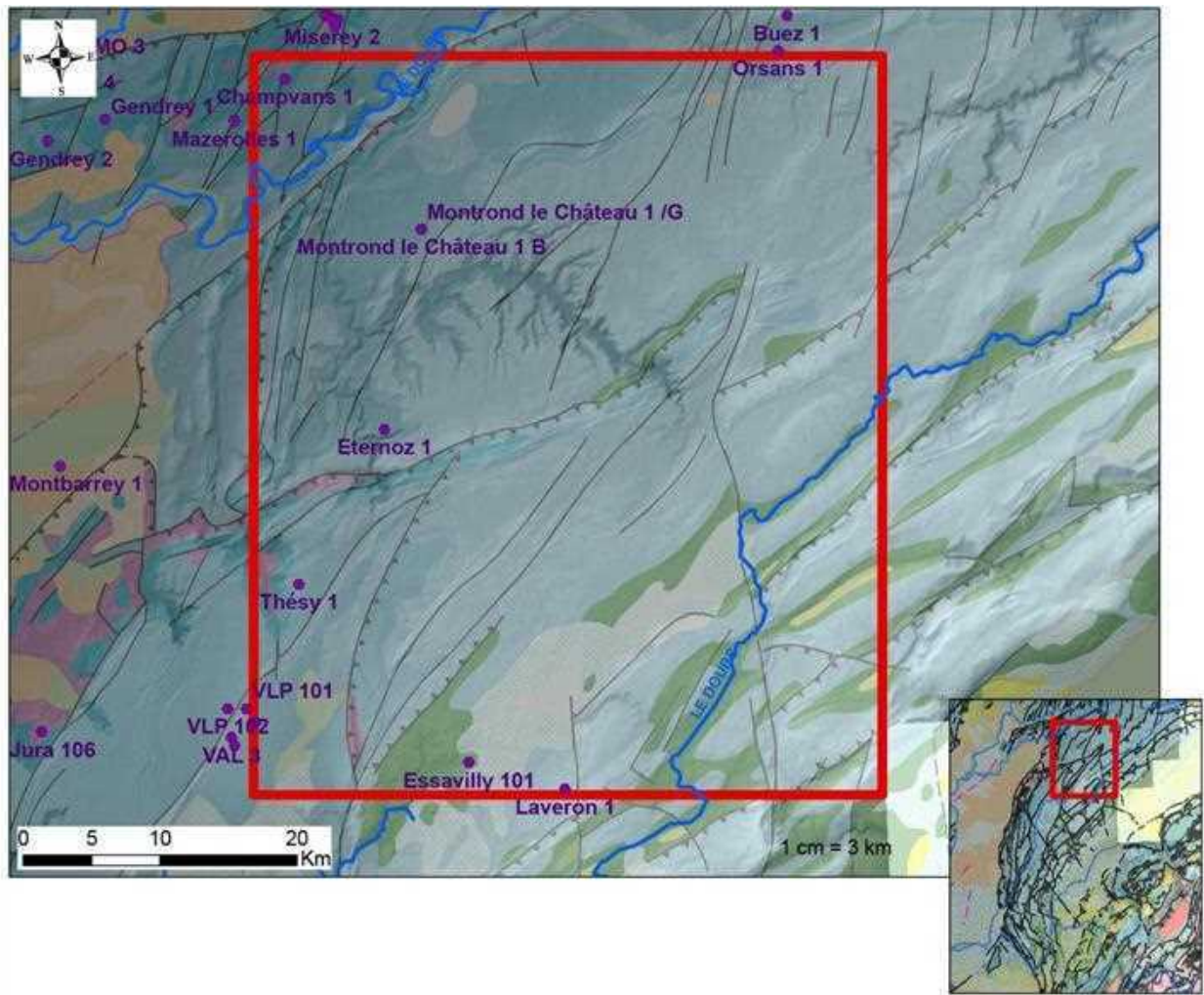


Figure 92 : Forages profonds issus de la base Minergies.fr

b) Données de sismique réflexion issues de l'exploration pétrolière

Il existe sur la zone d'emprise des données de sismique réflexion (Figure 93) acquises par des opérateurs pétroliers. Les données brutes sont conservées par l'état via le portail Minergies géré par le BRGM. Les lignes représentées en rose ont été retraitées par le BRGM et intégrées à l'étude.

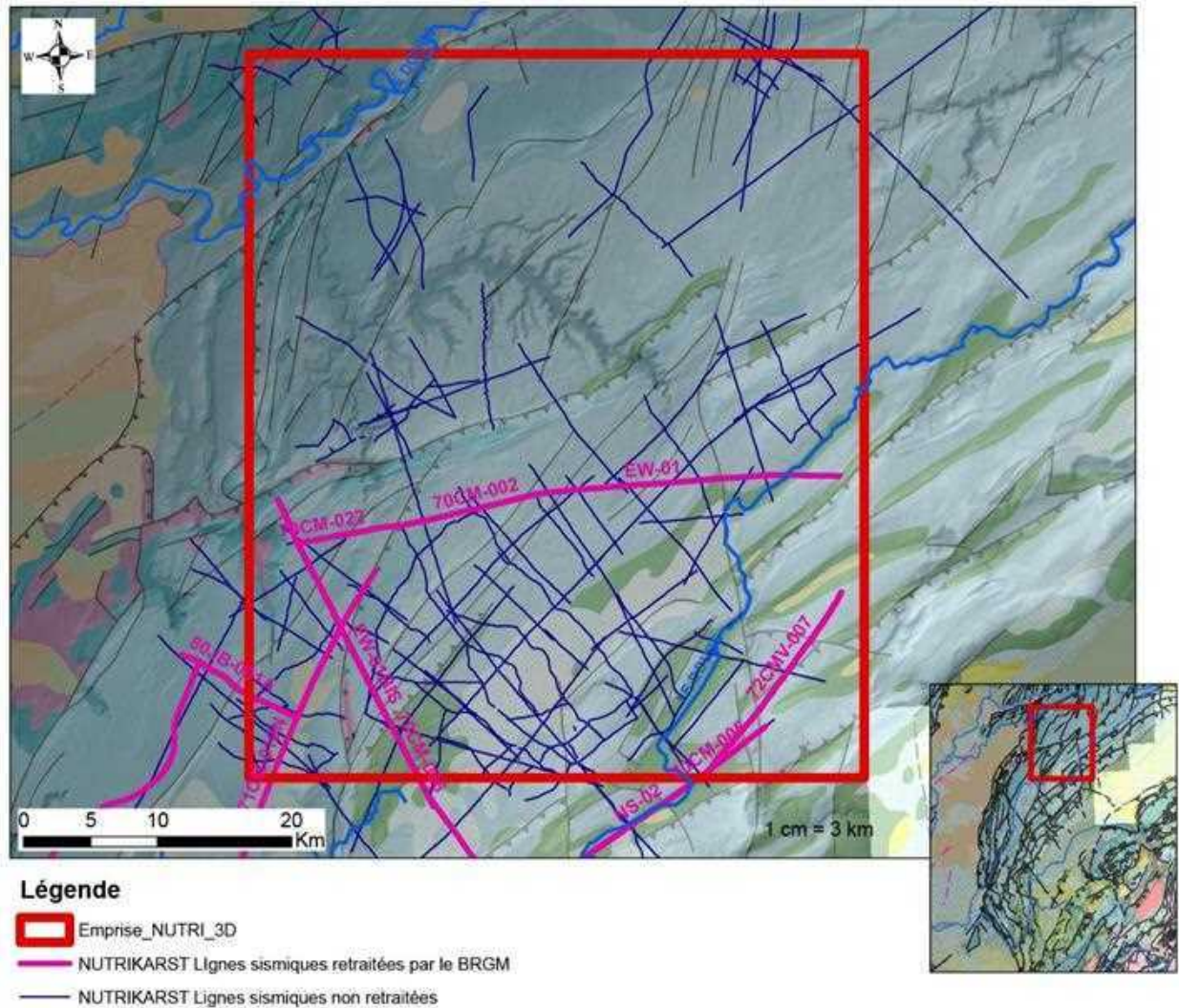


Figure 93: Données de sismique réflexion issues de www.minergies.fr

6.3.4. Coupes géologiques

Les coupes géologiques, tout comme la carte, sont des produits issus d'une interprétation par un auteur à un temps donné. Elles ne constituent donc pas des données d'entrées s.s. Néanmoins, les coupes suivantes ont été étudiées et chargées dans le modèle et utilisées comme contrainte au modèle dans les secteurs ne possédant pas directement de données brutes :

- JACQUART G., DEVILLE É., MASCLE A. (1994). France. Nord du Jura. Rapport régional d'évaluation pétrolière (Atlas, 97 planches). IFP régional report. Rapport IFP 54010.
- JB010 : Jacquart G., Deville E., Mascle A., 1994. Rapport régional d'évaluation pétrolière ("Regional report") - Nord du Jura (Northern Jura). Institut Français du Pétrole, 90 p.
- 0025, 0556 : numéro des cartes géologiques à 1/250 000 et 1/50 000

6.4. MODELE 3D SUR L'EMPRISE DU BASSIN DE LA LOUE

L'emprise géographique du modèle géologique 3D est importante : 46 x 54 x 4.5 Km. A cette échelle, un travail conséquent de simplification des structures régionales a été réalisé pour atteindre une cohérence 3D sur toute l'emprise. Ce processus de mise à l'échelle a donc « lissé » les structures plus locales pour en dégager les grandes lignes régionales, de la même manière qu'une carte géologique au 250.000 synthétise les données plus locales du 50.000. Le modèle géologique 3D issu de cette construction doit donc être utilisé à l'échelle régionale et non à une échelle trop locale.

6.4.1. Pile géologique retenue

La Figure 95 présente l'extension sur 3400 km² environ de la zone du modèle géologique 3D depuis Pontarlier au sud-est jusque Besançon au nord-ouest à travers un exemple de projection de la géologie sur le MNT 25m.

Le choix des unités de la pile géologique (Figure 94) s'est basé sur les grands ensembles aquifères/aquicludes (cf. Figure 9). Ainsi, quatre formations ont été modélisées, du plus récent au plus ancien : les formations crétacées, les formations jurassiques supérieurs calcaires (~Malm), les formations jurassiques marneuses (~Oxfordien) et le jurassique moyen calcaire (~Dogger). Ces formations sont regroupées sous une seule série « MESOZOIQUE » dont la base est considérée en onlap sur les formations géologiques sous-jacentes (le « BASEMENT » ou substratum) constitué des séries du jurassique inférieur (~Lias) marneux, du Trias et de l'ensemble du Paléozoïque indifférencié. Dans la série, les formations géologiques sont considérées concordantes.



Figure 94 : Pile géologique des formations modélisées.

En conséquence, les mesures structurales doivent être attribuées à chaque formation géologique de la pile.

Le résultat global du modèle géologique construit avec Geomodeler (@BRGM) est présenté Figure 96.

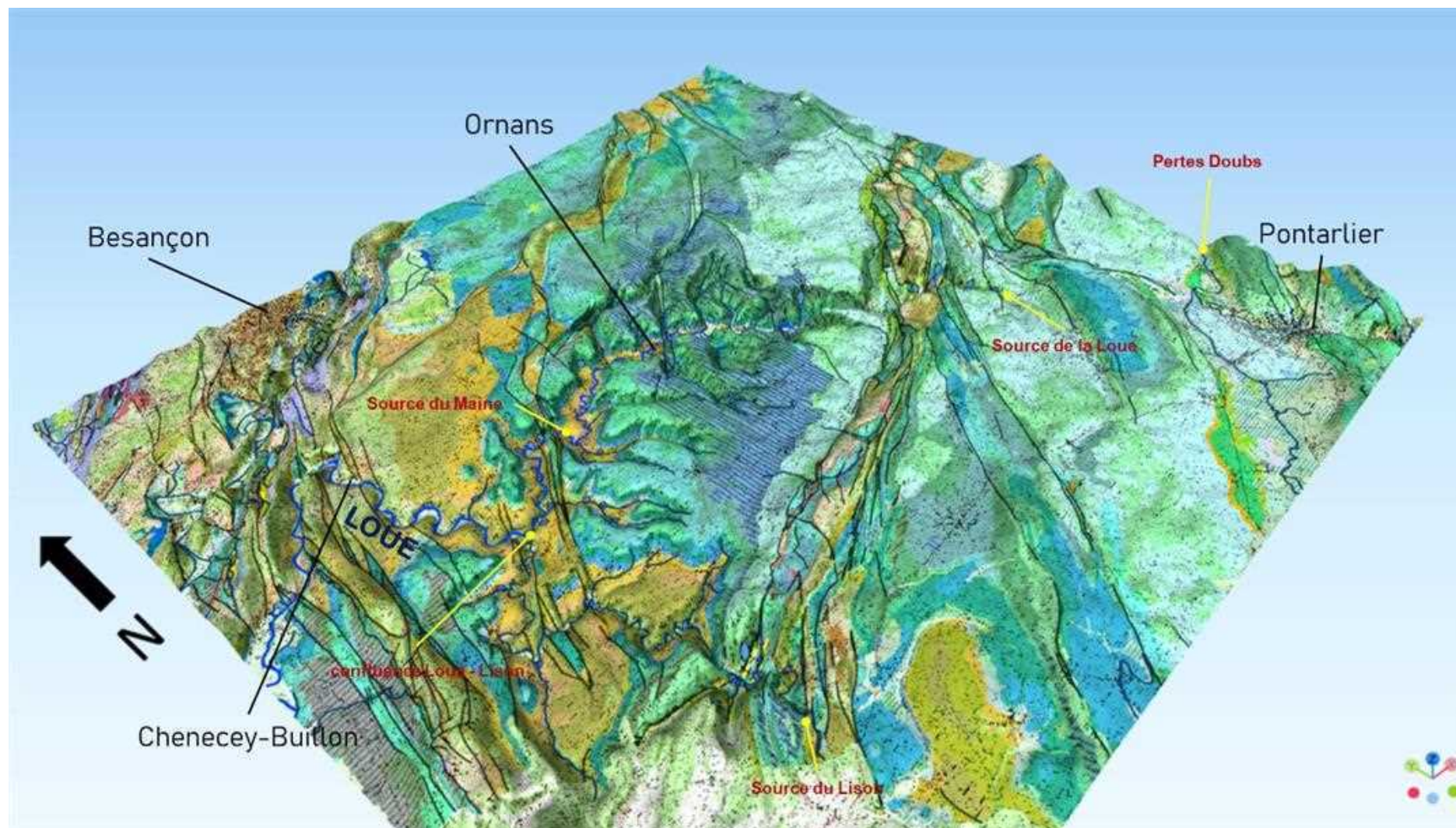


Figure 95 – Carte géologique 1/50000 (Brgm) et relief de la zone d'étude

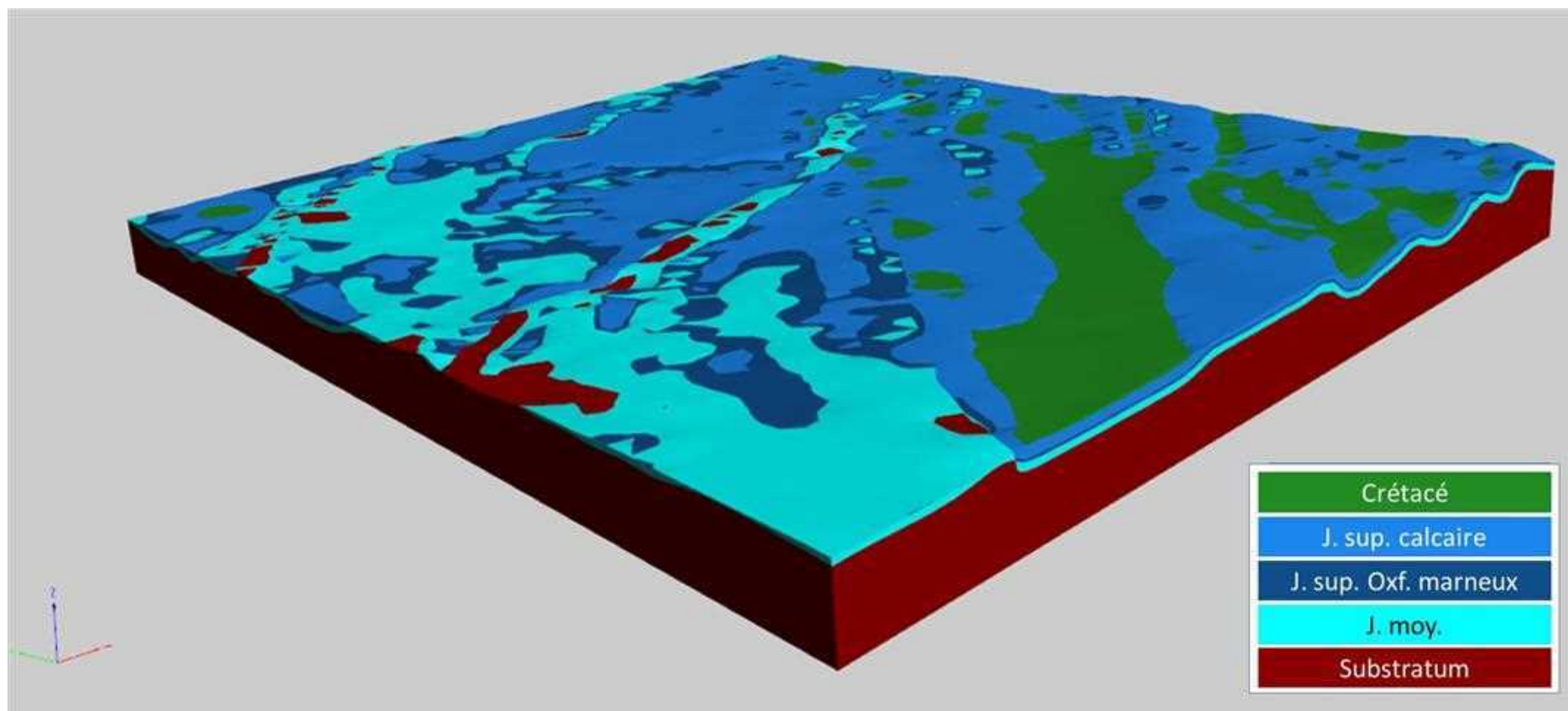


Figure 96 – Bloc diagramme du modèle geomodeller illustrant les formations retenues pour le découpage des réservoirs : Crétacé, Jurassique supérieur calcaire, Oxfordien marneux du Jurassique supérieur, Jurassique moyen, et Paléozoïque indifférencié incluant Lias et Trias

6.4.2. Le réseau structural

Le réseau structural est implémenté étape par étape en incorporant les failles indispensables à inclure pour conserver la cohérence du modèle géologique à l'échelle considérée. Elles peuvent être finies ou infinies et stopper les unes sur les autres. Toutes ces failles affectent la série « MESOZOIQUE ». Au total, 36 failles ont été modélisées. Leurs noms et leurs géométries sont présentés en Figure 97 et Figure 98.

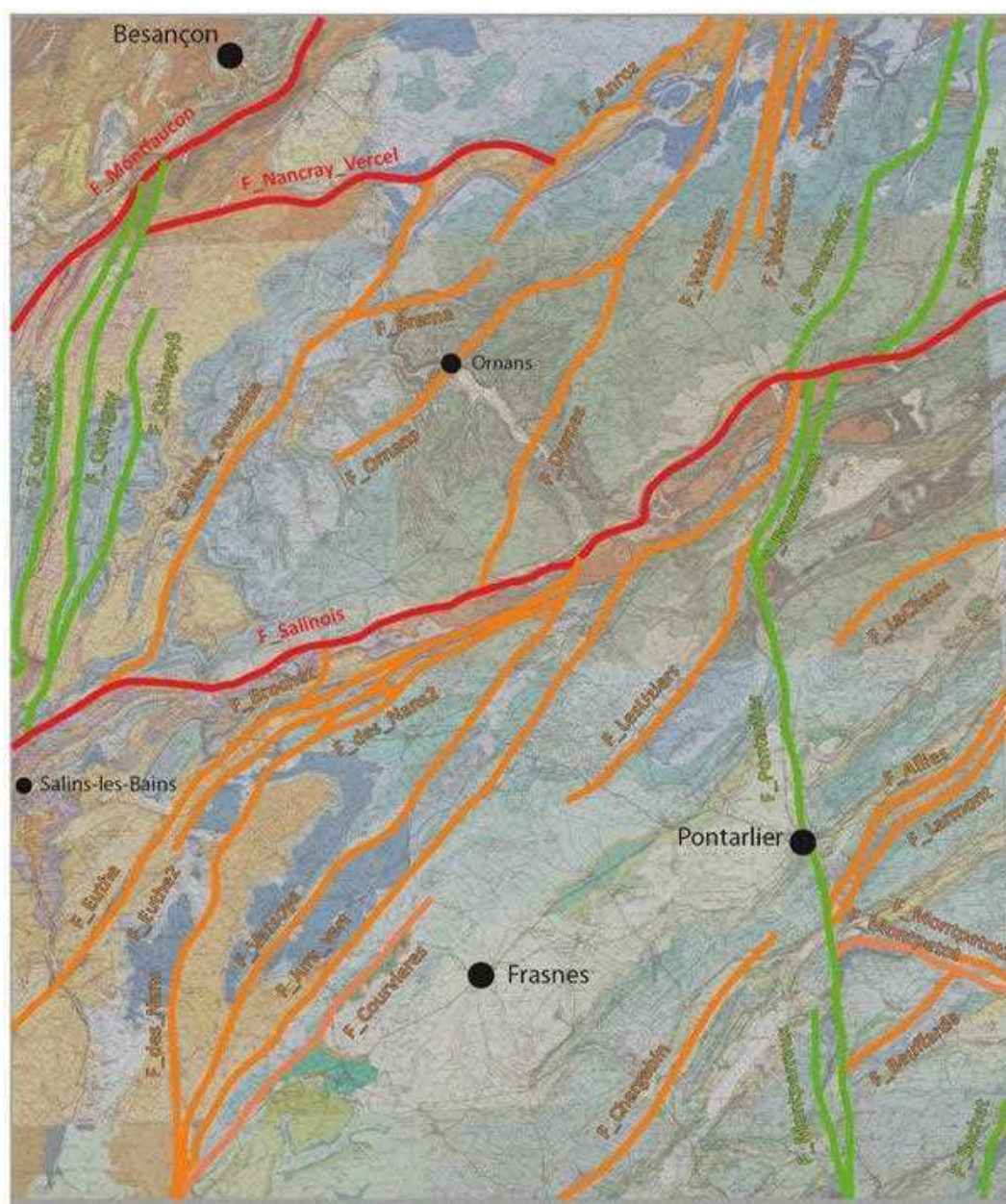


Figure 97 : Intersection du réseau structural 3D modélisé avec la topographie. Les couleurs correspondent à différentes orientations de structures : N-S en vert, NE-SW en orange et ENE-WSW en rouge.

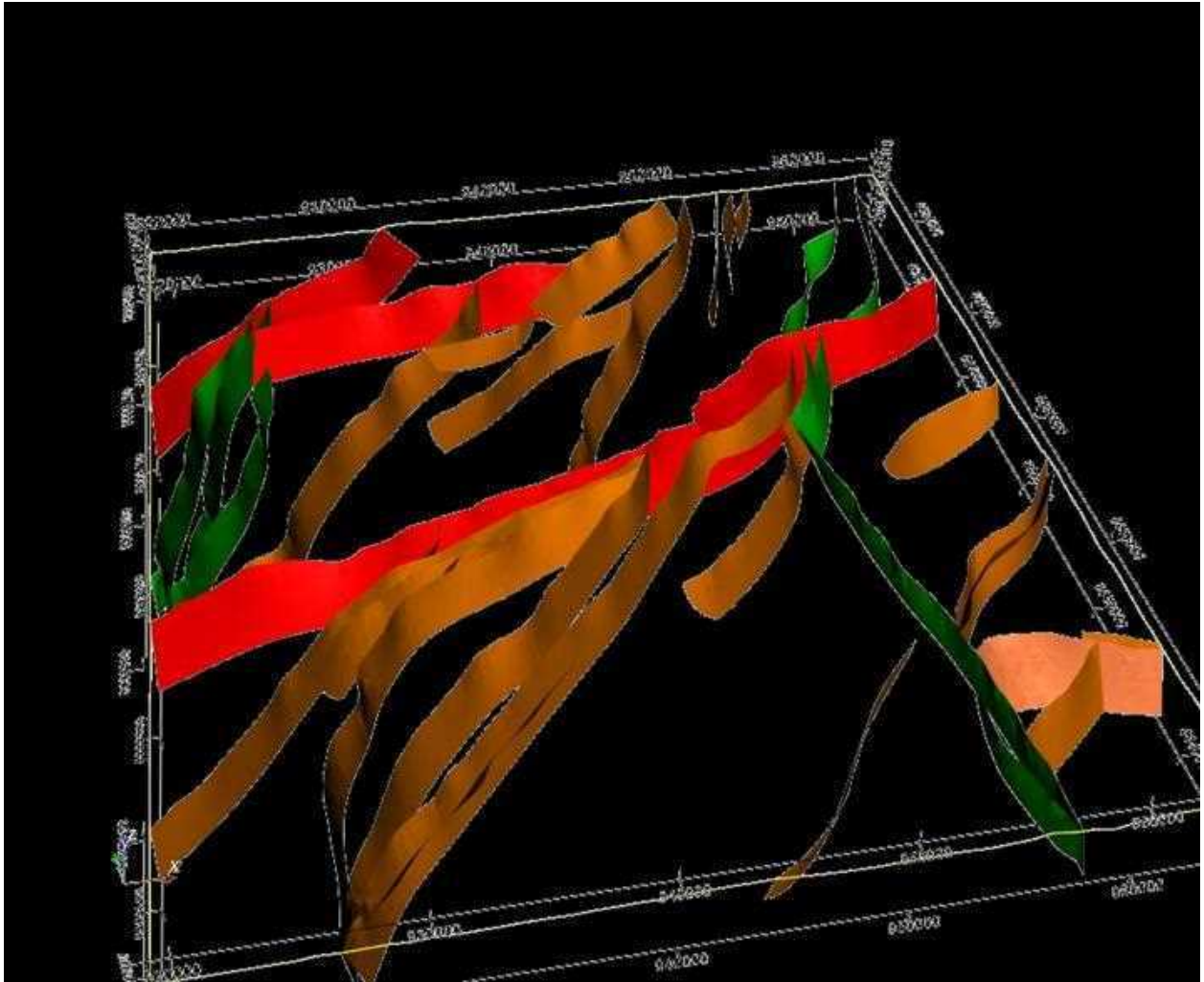


Figure 98 : Réseau structural modélisé vu en 3D du sud vers le nord. (les couleurs sont les mêmes qu'en Figure 97).

6.4.3. Les géométries

Le modèle géologique 3D obtenu est qualifié d'optimal dans le sens où il répond le mieux possible à la grande majorité des données géologiques actuellement disponibles à l'échelle considérée.

a) Vues en 2D - carte issue de l'intersection du modèle avec la topographie

La Figure 99 présente l'intersection du modèle géologique 3D réalisé avec la topographie. On reproduit ainsi la géologie susceptible d'être observée en surface. La correspondance avec la carte géologique au million est importante. Les divergences sont essentiellement dues à la différence de résolution entre les 2 documents. En effet, le modèle géologique ne représente pas tous les détails du réseau structural en présence donc les écaïlles tectoniques ne sont pas nécessairement modélisées. Ces différences peuvent également servir à cibler, dans le cas de divergences majeures, de futures prospections de terrain pour en établir l'origine.

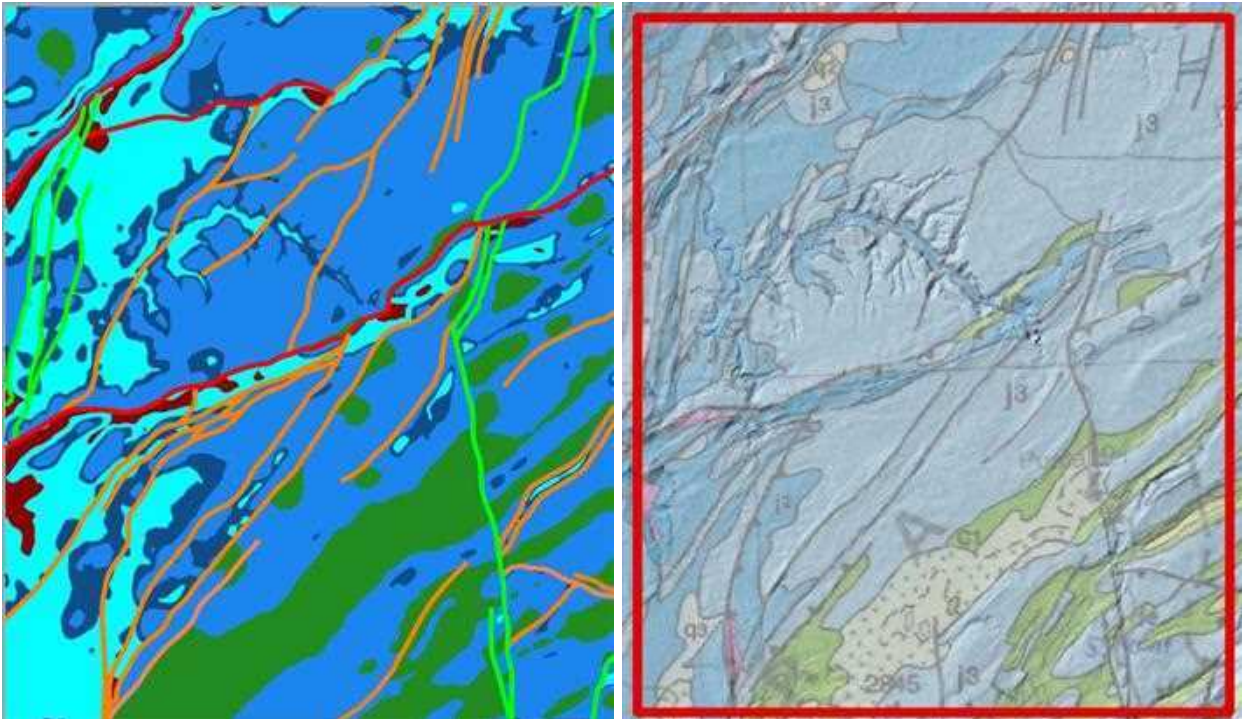


Figure 99 - Cartes issues (à gauche) de l'intersection entre la topographie et le modèle géologique 3D, et (à droite) de la carte géologique au 1.000.000 du BRGM.

b) Vues en 2D - coupes issues du modèle géologique 3D

Quatre coupes représentatives ont été extraites du modèle géologique 3D pour illustrer les déformations de la zone modélisée, deux Sud-Nord et deux ouest-est. Leur localisation est présentée en Figure 100.

La coupe Sud-Nord à l'est de la faille de Pontarlier (Figure 101) montre la succession de plis de rampes qui alterne avec les plateaux monoclinaux. Les synclinaux remplis de sédimentation crétacée sont nombreux mais peu larges sur le relief au sud. Au nord du faisceau salinois (en rouge), la zone est nettement moins structurée. La structure majeure (en vert) correspond au prolongement NE-SW de la faille de Pontarlier vers le nord.

La coupe Sud-Nord à l'ouest de la faille de Pontarlier (Figure 102) illustre également l'hétérogénéité de la densité de déformations plus intense au passage des faisceaux salinois et Nancray-Vercel (en rouge). Le large synclinal à cœur de formations crétacées est visible au sud de la coupe.

La coupe W-E au nord du faisceau salinois (Figure 103) illustre la géométrie subtabulaire des formations avec cet angle de vue. Seules les déformations N20° (en vert) recoupent subverticalement ces séries avec un décalage vertical identifiable : le réseau de Quingey à l'ouest et le réseau de Pontarlier à l'est. Au centre de la coupe, en orange, les failles NE-SW subverticales, recoupent la pile sans perturbations géométriques importantes.

La coupe W-E au sud du faisceau salinois (Figure 104) présente également des géométries subtabulaires pour les horizons recoupés par des failles très raides. Le décalage vertical le plus important se situe sur la faille de Courvières soulevant relativement le bloc ouest de plusieurs dizaines de mètres, pouvant déconnecter potentiellement certains réservoirs.

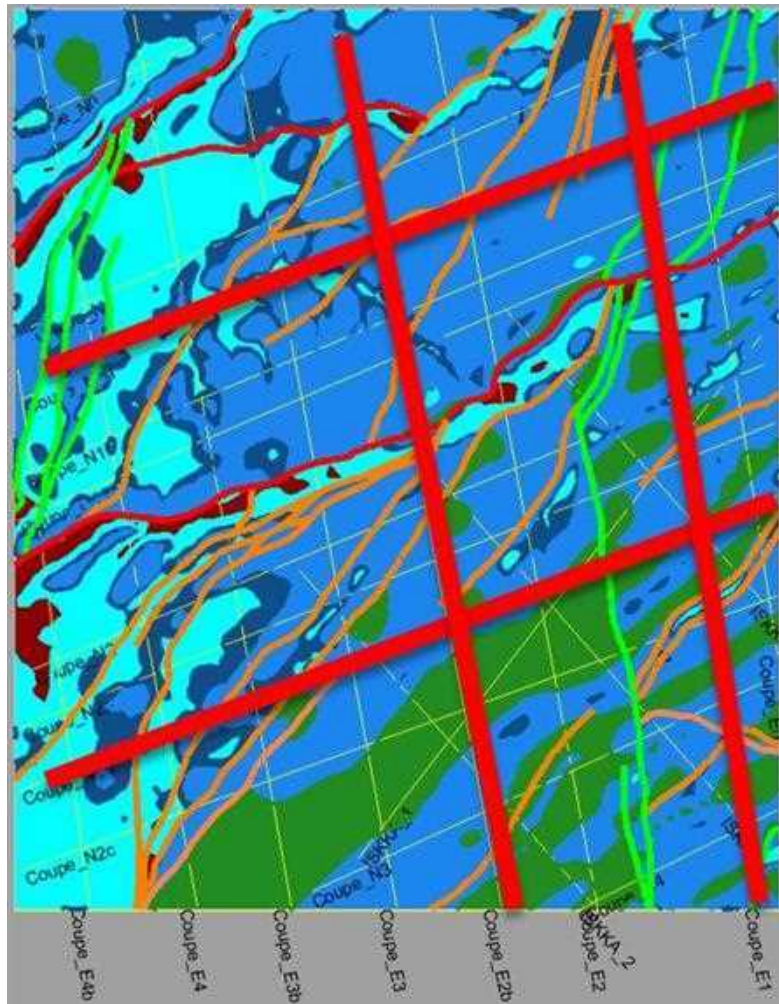


Figure 100 : Localisation des 4 coupes représentatives issues du modèle géologique 3D

Afin de mieux se rendre compte de la résolution du modèle sur la géométrie des principaux réservoirs, la Figure 105 et la Figure 106 présentent des coupes avec exagération verticale. Les deux coupes nord-sud et nord-ouest-sud-est à travers les plateaux et la haute-chaîne (Figure 105) recoupent les structures majeures des faisceaux, globalement orientés sud-ouest – nord-est. Elles illustrent bien la compartimentation des premiers plateaux (Saône, Amancey), des seconds plateaux (Ornans, Levier), et de la Haute-Chaîne plissée, avec les synclinaux à cœur Crétacé. On notera l'importance hydrogéologique des décalages verticaux des couches géologiques générés par des failles décrochantes généralement nord-sud ; leur importance vis-à-vis de connections hydrauliques ou comme sièges de zones saturées perchées en zones de horst ou grabben est discutée dans la suite du rapport.

Les deux coupes est-ouest de la Figure 106 à travers le Plateau d'Amancey, et le faisceau Salinois illustrent la morphologie en canyon des vallées du Lison et de la Loue. On note que sur cet axe, le Lison et la Loue sont incisés à la même altitude (env. 360 m NGF). La coupe dans l'axe du faisceau Salinois donne une vue peu habituelle des 2 compartiments allochtone et autochtone du chevauchement au-dessus et en dessous de la faille de propagation qui apparaît sub-horizontale sur cette coupe. On note également sur le faisceau l'affleurement du Lias (au toit du Paléozoïque indifférencié dans le modèle), ainsi que la terminaison de la faille de Pontarlier, qui structure fortement la géomorphologie et l'hydrogéologie du sud-est de la zone.

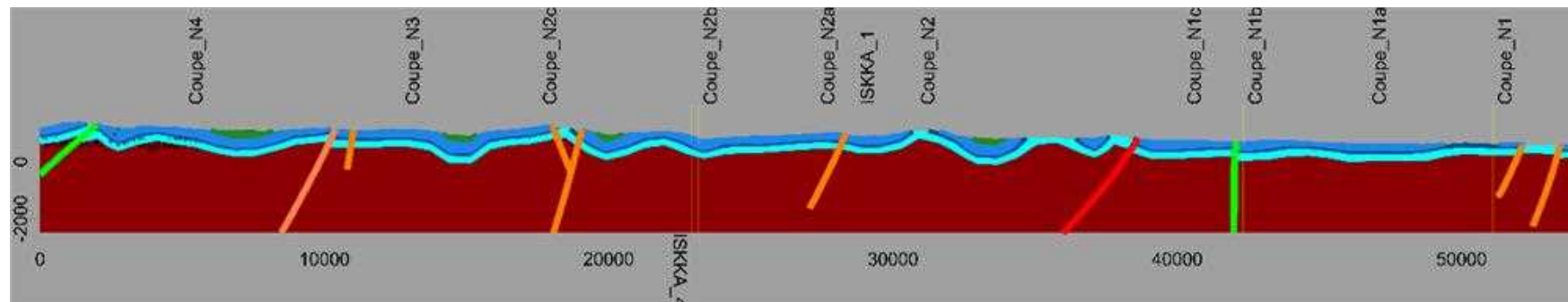


Figure 101 : Coupe Sud Nord à l'est de la faille de Pontarlier ; faisceau salinois en rouge, et prolongement NE-SW de la faille de Pontarlier en vert

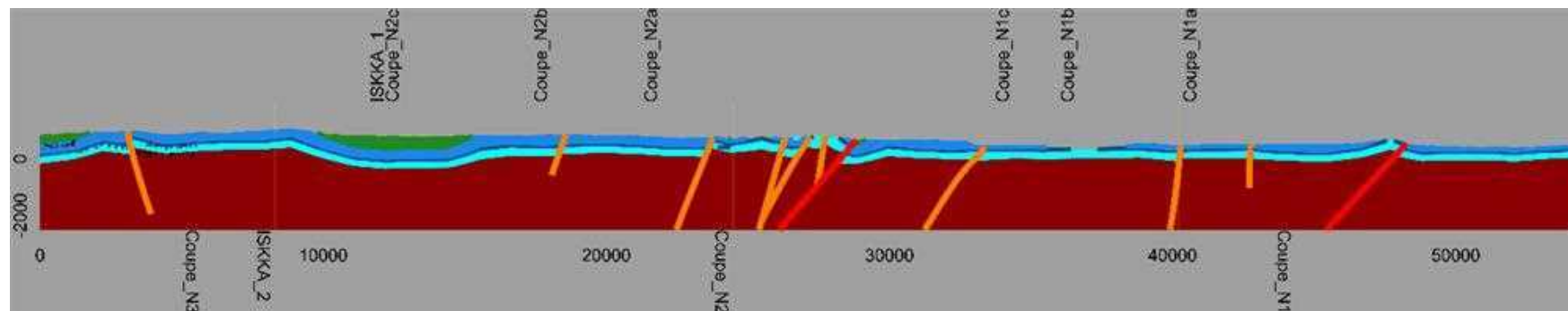


Figure 102 : Coupe Sud-Nord à l'ouest de la faille de Pontarlier ; faisceau salinois (x=25000) et faisceau de Nancray-Vercel (x=47000) en rouge

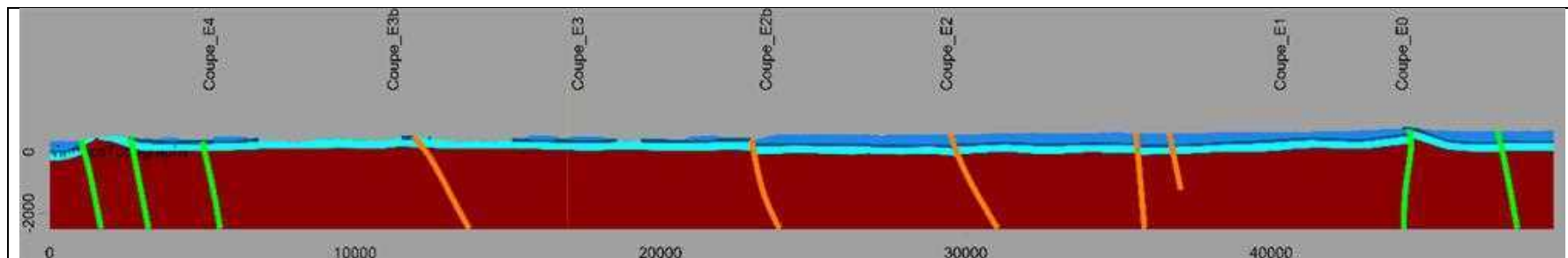


Figure 103 : Coupe W-E au nord du faisceau salinois ; faisceau de Quingey (x=5000) en vert et faille de Pontarlier (x=45000) en vert

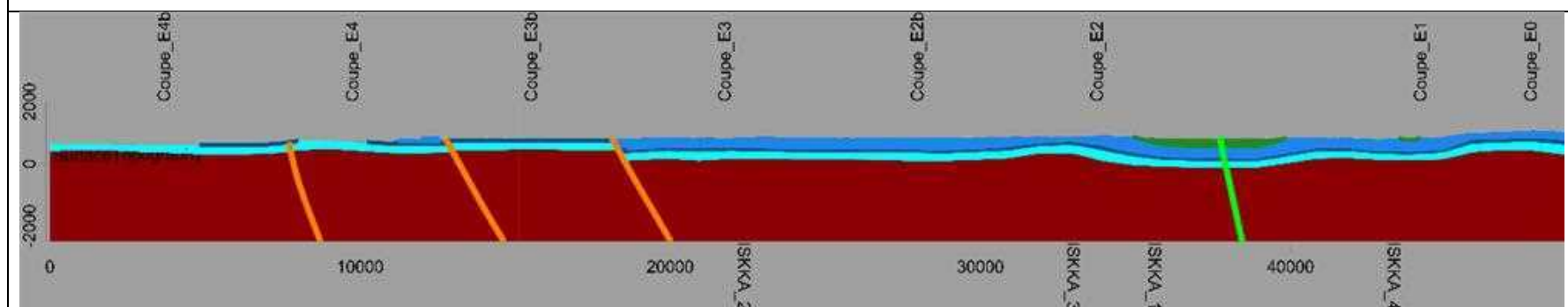


Figure 104 : Coupe W-E au sud du faisceau salinois ; faille de Courvières (x=20000) en orange et faille de Pontarlier en vert

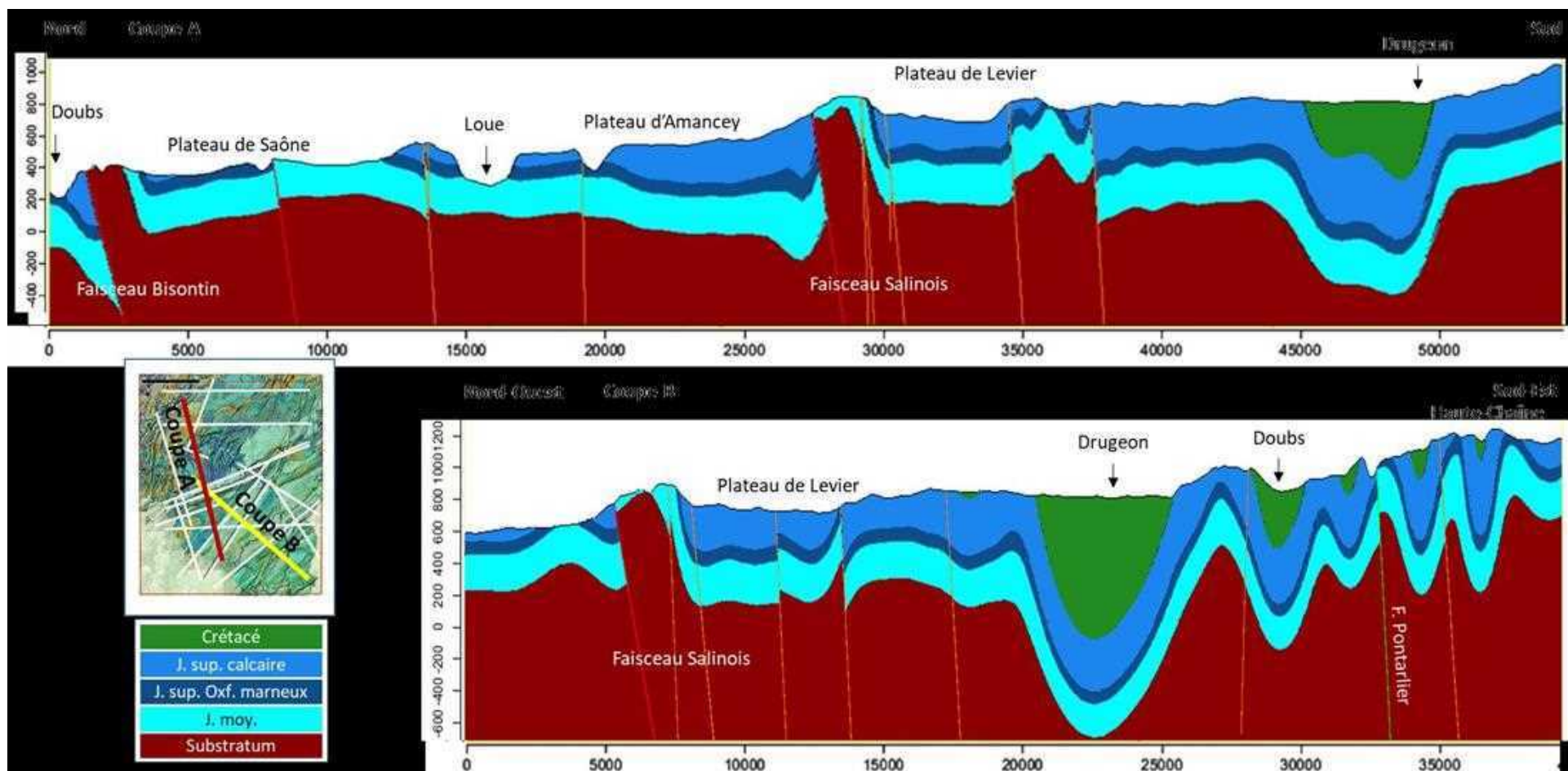


Figure 105 – Coupes géologiques à travers les plateaux (A) et la haute-chaîne (B)

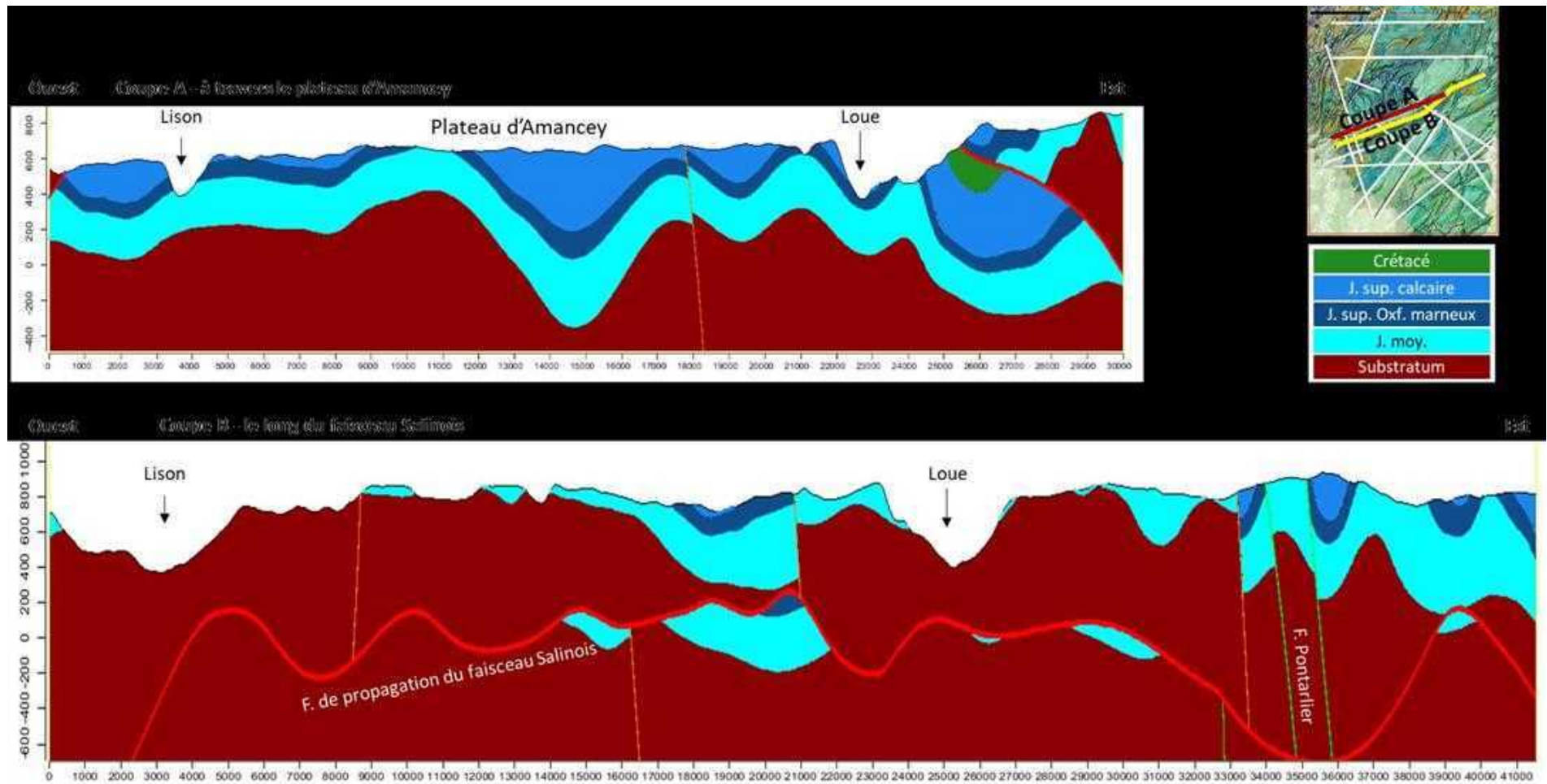


Figure 106 – Coupes géologiques E-O à travers le plateau d'Amancey (A) et le faisceau Salinois (B) ; à noter que la faille de propagation du faisceau Salinois apparaît sub-horizontale sur la coupe B car celle-ci est localisée à l'aplomb du faisceau

6.4.4. Synthèse géologique de la zone d'étude

La région modélisée est marquée par une déformation non cylindrique. Elle se compose de plateaux relativement monoclinaux séparés de « faisceaux » WNW-ESE déformés, étroits, et associés souvent à un anticlinal de rampe au sud de la faille (impliquant un flanc raide au nord et moins penté au sud). Une segmentation très importante de ces plateaux est créée par la présence d'accidents tectoniques raides orientés N-S à NE-SW. La faille de Pontarlier en est un exemple emblématique en traversant sur plus de 53 km l'entièreté de la zone modélisée avec une zone est soulevée. Les faisceaux de Quingey et de Nans, de géométries cartographiques sigmoïdales suggérant des mouvements obliques, et bien que restreints à l'intérieur d'un plateau, dissèquent ces plateaux avec un possible impact également sur les écoulements souterrains. En effet, ils sont représentés de manière planaire dans le modèle mais correspondent parfois, de manière plus réaliste, à un regroupement de plusieurs structures subparallèles impliquant possiblement des zones endommagées très épaisses avec la question ouverte de leur perméabilité.

7. Synthèse & modèles conceptuels des principaux hydrosystèmes, et des interactions karst-rivière

7.1. OBJECTIFS

L'objectif de ce chapitre est de proposer une synthèse hydrogéologique des interactions karst-rivière du bassin de la Loue. Tout d'abord, une proposition des bassins d'alimentation des principaux hydrosystèmes du bassin de la Loue permet de préciser les zones contributives le long du profil de la Loue et du Lison. L'étude intégrée cartographie/modélisation géologique permet de fournir une vision en 3 dimensions des principaux réservoirs aquifères (Crétacé ; Jurassique supérieur calcaire et Jurassique moyen). Les modèles hydrogéologiques sont construits sur la base des résultats obtenus par les approches hydrodynamiques (jaugeages, traçages artificiels, profils en long), hydrochimiques et isotopiques et spéléologiques (consultation de la base karst GIPEK). Ils permettent de proposer une nouvelle organisation du drainage karstique des principaux axes d'écoulement et la géométrie des unités aquifères (extension des zones noyées) des principaux hydrosystèmes, en précisant notamment les liens entre les grands réservoirs et avec les hydrosystèmes connexes. Ces modèles ont également permis de préciser la caractérisation des bassins d'alimentation des principaux aquifères drainés par la Loue.

Sur la base des résultats obtenus sur le bassin de la Loue, une proposition de schémas conceptuels génériques est faite afin d'illustrer la variété des interactions surface-souterrain dans les hydrosystèmes karstiques. Ces schémas illustrent la variabilité spatiale des interactions ainsi que la variabilité temporelle (saisonnière) des transferts souterrains et de leurs impacts sur les eaux de surface.

7.2. DELIMITATION DES BASSINS D'ALIMENTATION

7.2.1. Récapitulatif

Une délimitation minimale et maximale du bassin d'alimentation a été réalisée pour les principaux aquifères (Figure 107). Cette double délimitation traduit une part de l'incertitude inhérente au découpage des bassins. Sur certains systèmes, comme celui de la Loue ou de Maine-Ecoutôt, sont proposés une compartimentation des bassins d'alimentation afin de refléter une sectorisation liée à l'organisation du réseau de drainage.

7.2.2. Fiches de synthèses par hydrosystèmes

Des fiches de synthèse ont été réalisées à la suite de chaque délimitation (cf Annexe 5). Ces fiches rassemblent des informations sur l'altitude et la géologie des bassins délimités (et sur les données de débits si disponibles). Un exemple de fiche est donné dans cette section sur le bassin d'alimentation de la source de la Loue (Figure 108).

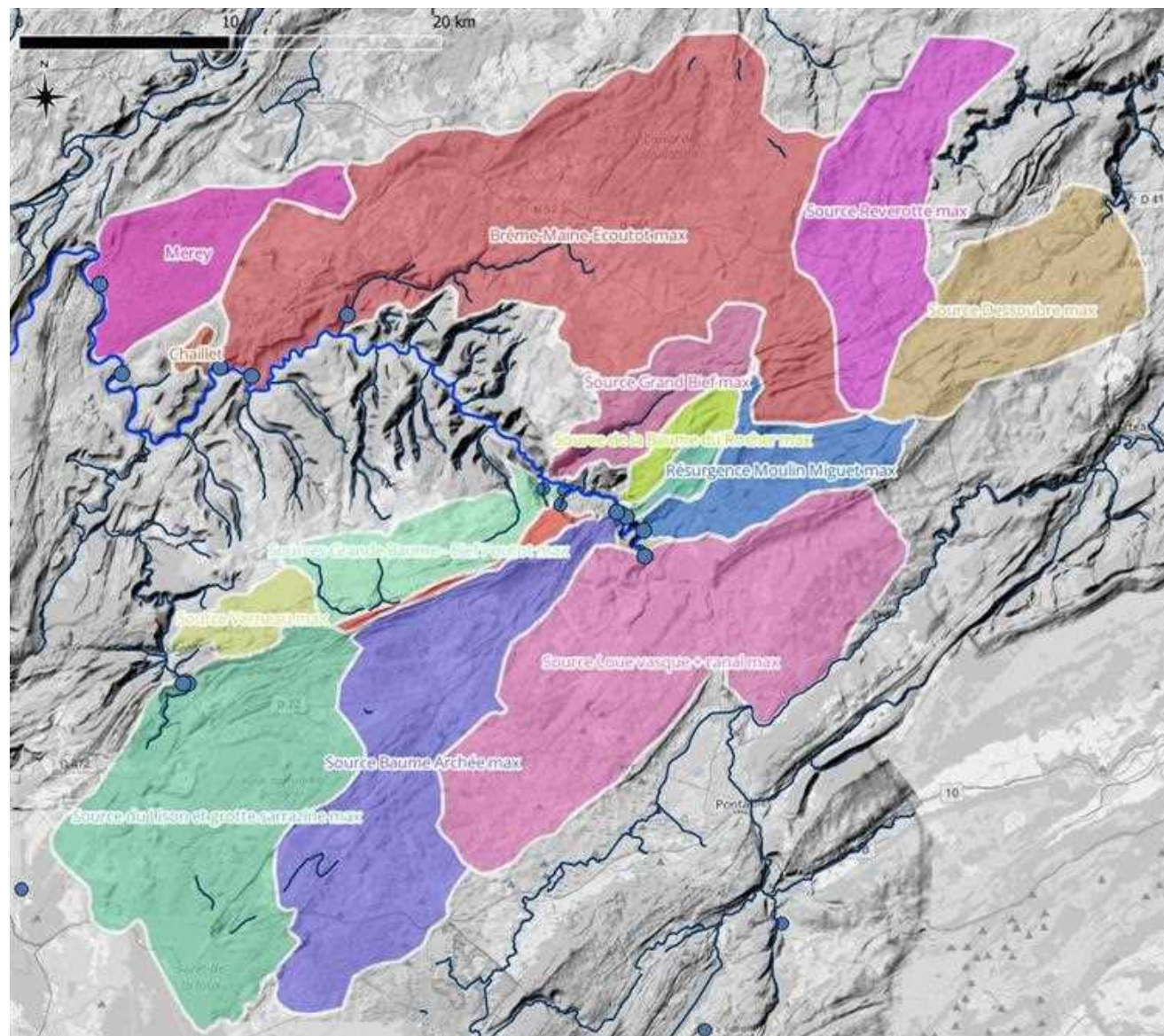


Figure 107 – Carte de synthèse de l'ensemble des bassins délimités ; les exutoires sont localisés par les cercles bleus

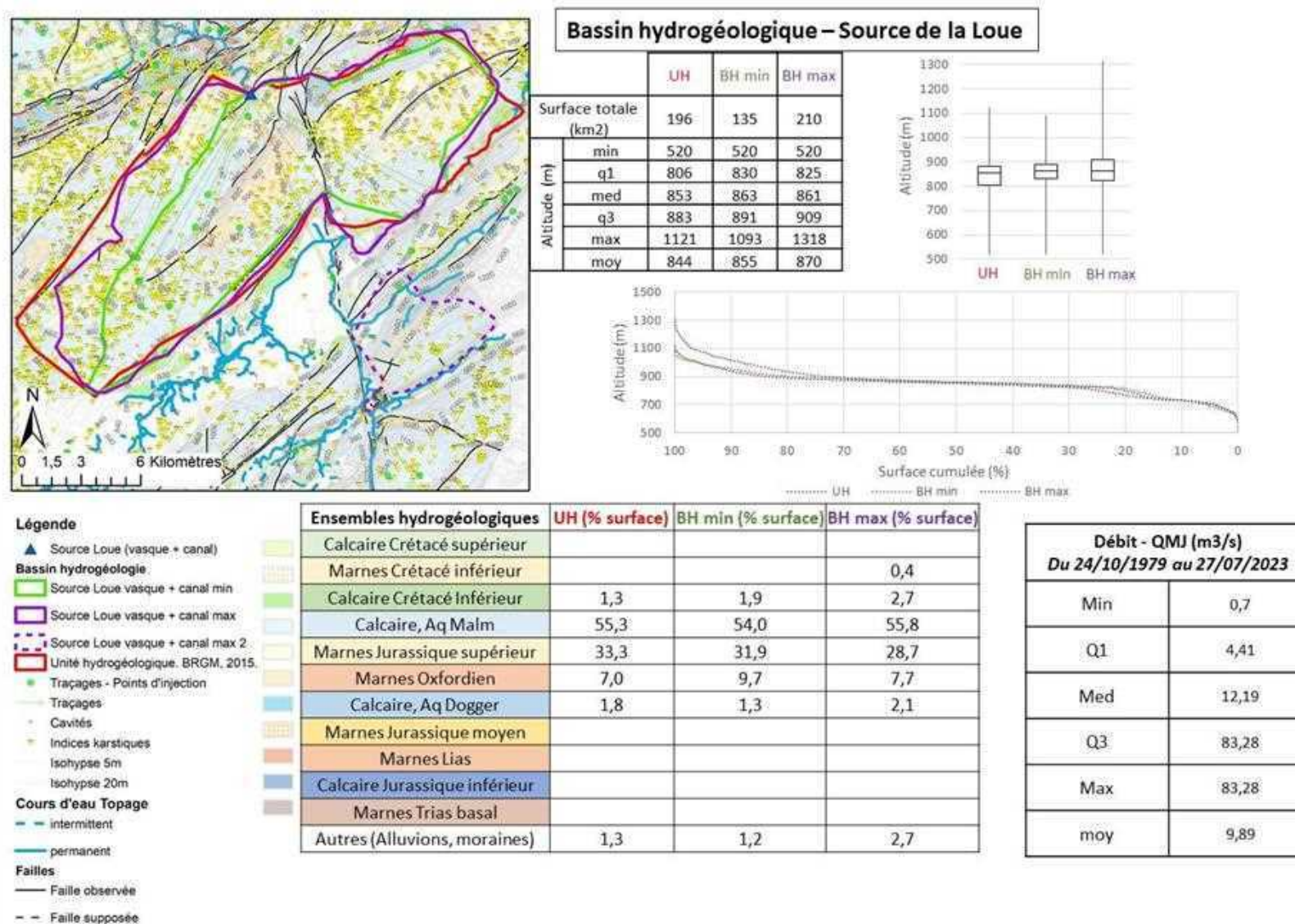


Figure 108 – Fiche de synthèse – Bassin hydrogéologique de la source de la Loue

7.3. MODELES HYDROGEOLOGIQUES CONCEPTUELS DES PRINCIPAUX HYDROSYSTEMES

Le modèle hydrogéologique se base sur les données structurales et lithologiques des réservoirs valorisées dans la modélisation géologique. Les formations définies comme aquifères sont le Crétacé, le Jurassique sup. calcaire et le Jurassique moy. Les formations définies comme aquiclude sont l'Oxfordien marneux et le Lias intégré au Paléozoïque indifférencié. Les formations aquifères sont considérées comme des zones noyées des systèmes karstiques lorsqu'elles se situent sous l'altitude de l'exutoire principal.

Les données issues des résultats des approches hydrodynamiques et physico-chimiques (chapitre 4) et géochimiques (chapitre 5) sont intégrées en complément de la modélisation géologique 3D (chapitre 6) pour fournir un modèle conceptuel de ces hydrosystèmes. Les traçages artificiels historiques renseignés dans la base de données gérée et mise à jour par la DREAL BFC ont également été intégrés dans l'analyse. La base Karst du GIPEK a été consultée afin de tenir compte des données des principaux systèmes sur les indices karstiques en surface, la géométrie des réseaux topographiés et la localisation de la zone noyée (siphon considéré comme indicateur de la zone noyée).

Compte tenu de la taille de l'emprise du modèle géologique 3D (3400 km²), celui-ci ne permet pas de discuter de la variabilité hydrogéologique à une échelle inférieure à plusieurs dizaines de km². Les grands réservoirs des principaux hydrosystèmes : sources de la Loue, du Lison (+ Sarrazine), de la Baume Archée, et du Maine (+Ecoutôt) sont présentés. Une coupe sur le profil en long de la Loue permet également de discuter des échanges karst-rivière sur la base d'une information géologique.

7.3.1. Hydrosystème des sources de la Loue

Suite aux résultats obtenus dans cette étude, il apparaît pertinent de parler des sources de la Loue au pluriel, et non pas de la source de la Loue, qui sous-entend une forme d'homogénéité de l'origine de l'eau et des transferts pour les différentes arrivées d'eau. En effet, les émergences d'eau de la vasque, du canal et des 2 griffons se différencient parfaitement à l'aide des outils géochimiques. L'organisation des compartiments drainés par ces différentes sources sont la clé de compréhension de leurs contrastes géochimiques qui varient selon les contextes hydrologiques de basses, moyennes et hautes eaux. A cela, s'ajoute la connexion des pertes du Doubs avec la source de Moulin-Miguët, vérifiée par traçage dans cette étude (§4.4), suite à un premier traçage en 2021 depuis Maison-du-Bois (RB Environnement, 2021).

Une analyse des traçages historiques de la Base traçage de la DREAL nous permet de renforcer l'idée d'une compartimentation en 2 grandes zones de recharge associées à Loue Vasque et Loue canal. D'après la base, certaines injections localisées entre Chapelle d'Huin, Sombacour, et Val-d'Usiers ne ressortent qu'à Loue canal et aux griffons (Vasque étant négative aux restitutions). Il faut noter que cette zone d'injection est très proche d'autres points connectés avec la Vasque (localisés entre Sombacour et Chaffois). Nous pouvons donc supposer que cette compartimentation des écoulements est masquée par une zone de mélange à proximité de la zone d'émergence (confluence des axes de drainage issus des 2 compartiments) et qu'elle dépend probablement des conditions de basses et hautes eaux.

En l'absence de suivis géochimiques détaillés des griffons situés à l'aval du canal – dont la signature chimique se rapproche de la Baume-Archée en période de basses-eaux (§5.4.2a)) - nous proposons de nous focaliser sur les deux compartiments principaux drainés par la vasque

et canal. Les restitutions de traceur artificiel issus des pertes du Doubs (§4.4.1), ainsi que la tendance à la convergence de la signature géochimique des différentes arrivées d'eau en basses eaux (§ 5.4.2), sont des arguments pour justifier l'existence d'une zone noyée commune à proximité des émergences qui joue le rôle de réservoir de mélange des flux issus des compartiments identifiés et préalablement évoquée (cf. Figure 109). En moyennes et hautes eaux, les deux compartiments drainés principalement par Loue vasque et Loue canal se différencient très nettement du point de vue géochimique, ce qui suggère que la zone de diffuence mise en évidence par traçage artificiel (§4.4.4) se localise à proximité de la zone d'émergence des sources donnant à la zone de mélange une extension modeste car elle ne permet pas d'homogénéiser les signatures des flux d'eau provenant de l'amont des compartiments identifiés (cf. Figure 109).

Ainsi, des chemins d'écoulements différents peuvent être décrits sur la base de la coupe horizontale à l'altitude de la source (524 mNGF) de la Figure 109, ainsi que des 2 coupes verticales dans l'axe Pertes du Doubs à Arçon - Loue-vasque et NE - SO pour le compartiment Loue canal. Le premier à l'est s'organise autour du drainage dans l'axe de la faille de Pontarlier qui joue le rôle de drain des pertes du Doubs, en dessinant un couloir à travers la remontée de Jurassique moyen dans l'axe des Monts Pelé et Usier. Le second à l'ouest, semble délimité par un graben d'axe NE – SO à l'est du Mont d'Usier. Les deux compartiments se rejoignent au droit du village de Ouhans, au pied du Mont Usier.

Le réservoir est principalement situé dans le Jurassique supérieur pour les 2 compartiments, auquel s'ajoute le Crétacé dans la zone d'infiltration à l'aplomb des pertes du Doubs pour le compartiment est. D'après la coupe C de la Figure 109, on peut noter l'importance de la zone noyée du compartiment est dans le synclinal au droit de la zone des pertes, qui contraste avec la faible épaisseur de zone noyée du compartiment ouest. Cela est à mettre en lien avec les débits respectifs des 2 sources canal et vasque dont les écarts de débit en basses eaux sont entre 1/3 et 1/6. L'importance de cette zone noyée permet d'expliquer le fait que malgré l'importance des pertes du Doubs (débit moyen annuel de quelques m³/s), on observe des temps de résidence pluriannuels à Loue vasque et canal en étiage. Formulé différemment, les résultats de l'étude montrent que les pertes du Doubs contribuent à la recharge de l'aquifère de la Loue, mais ne sont pas l'unique raison de son débit important en période de basses eaux. Le réservoir du Jurassique supérieur dans le secteur Haute-chaîne à l'est de la faille de Pontarlier semble alors abriter des réserves notables, du fait de la structure synclinale des formations et d'une recharge significative par les pertes du Doubs.

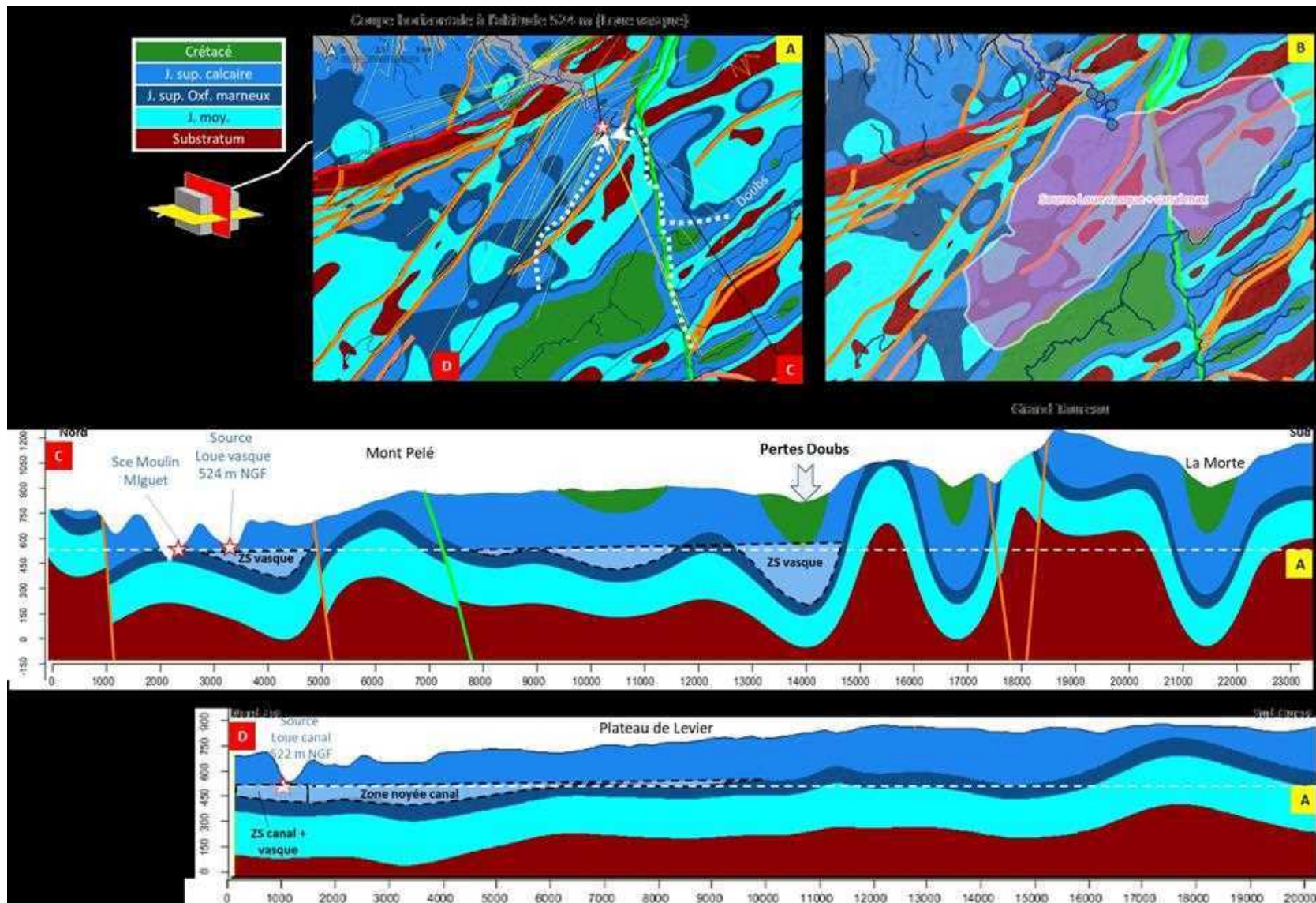


Figure 109 – Hydrosystème des sources de la Loue : coupes horizontales aux altitudes des sources de la Loue (524m – A & B), et projection sur la coupe verticale nord-est – sud-ouest (C) et nord-ouest – sud-est de l'aquifère (D)

7.3.2. Hydrosystème de la source du Lison et de la grotte Sarrazine

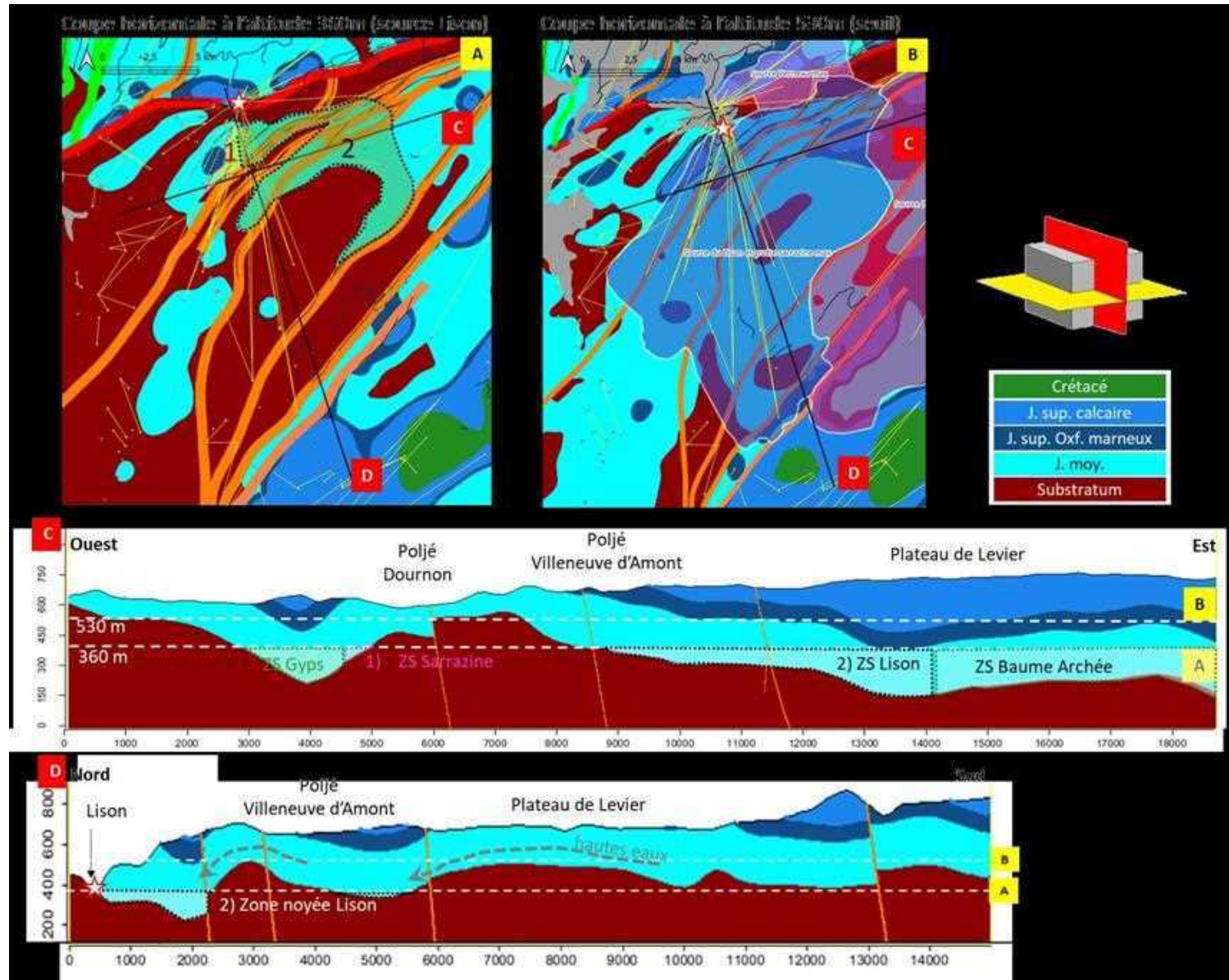
La source du Lison et son trop-plein la grotte Sarrazine offrent un bel exemple de compartimentation des écoulements en basses/moyennes eaux qui s'estompe en hautes eaux lorsque le système est saturé (à l'inverse de l'hydrosystème de la Loue). Cette compartimentation s'observe hydrauliquement, avec une mise en charge de la grotte Sarrazine pour un seuil de débit à la source du Lison d'environ 7 m³/s (Charlier et al., 2014). Elle s'observe également sur la signature géochimique (§5.4.2e) dont le contraste en basses eaux est gommé en hautes eaux indiquant alors une homogénéisation au sein du réservoir et donc une absence de compartimentation hydraulique à cette période.

La Figure 110 présente 2 coupes horizontales aux altitudes de la source du Lison (360 m NGF) et du seuil de remontée de formations Paléozoïques à l'altitude 530 m NGF au cœur de l'anticlinal du Bois de Chalem - Crouzet-Migette – Gevresin ainsi que 2 coupes verticales nord-sud et est-ouest.

En basses eaux, lorsque le toit de la zone noyée est proche de l'altitude de la source du Lison, la coupe horizontale à cette altitude (360m NGF) met en évidence 2 chemins d'alimentation par le sud-ouest et l'est. Les deux systèmes se rejoignent dans une zone de mélange très proche de la Source du Lison. On peut alors considérer comme l'illustre la coupe verticale ouest-est qu'il y a 2 zones noyées drainées : à l'ouest par la Sarrazine et à l'est par le Lison. Concernant la Sarrazine, nous considérons que le bief Sarrazin en pied de versant draine ce compartiment (la grotte de la Sarrazine ne coulant qu'en période de crue) ; la zone noyée y est donc de faible épaisseur/extension en profondeur, car le débit du bief Sarrazin n'est que de quelques dizaines de L/s en étiage. Le compartiment de la Sarrazine draine le poljé de Lemuy-Dournon (cf. signature similaire de Lemuy et de la Sarrazine en § 5.4.2e) hormis la perte la plus aval au gouffre de Fosse Ronde qui est connecté au système du Gyps. Le compartiment Lison draine le poljé de Villeneuve d'Amont.

En hautes eaux, c'est-à-dire lorsque la charge hydraulique au sein de l'aquifère surpasse le seuil du Paléozoïque (530 m NGF), et que la Sarrazine s'écoule, une connexion devient possible avec la partie sud de l'aquifère au niveau du plateau de Levier. On peut alors considérer que l'ensemble du système est saturé, participant aux écoulements à la source et à la Sarrazine.

Le réservoir est principalement situé dans le Jurassique moyen pour les 2 compartiments. Il faut toutefois noter que les pertes de Lemuy-Dournon (ruisseau Lison supérieur) et de Villeneuve d'Amont drainent des affleurements du Jurassique moyen et supérieur, donnant probablement une signature différente aux eaux de recharge issues de l'infiltration localisée. On ne peut également pas exclure totalement une contribution du Jurassique supérieur en hautes eaux sur la moitié sud du bassin d'alimentation, au niveau du Plateau de Levier. Ce modèle conceptuel intègre en plus de la compartimentation ouest et est, une évolution de la taille de l'impluvium en fonction des conditions de saturation du karst. Ce phénomène est fréquent dans les systèmes karstiques, comme dans ceux jurassiens (Charlier et al., 2012 ; Klabá et al., 2024). Il est cohérent avec le fait : i) que la zone noyée du Lison et plus encore celle de la Sarrazine sont de faible extension en basses eaux, en lien avec les faibles débits d'étiage du Lison (quelques centaines de L/s) et le très faible écoulement du bief Sarrazin (quelques dizaines de L/s avec assèchement de la grotte Sarrazine) ; et ii) que lors des épisodes de pluie, des débits significatifs (jusque 50 m³/s) peuvent être atteints en mobilisant la partie sud du bassin.



7.3.3. Hydrosystème de la source de la Baume Archée

La Baume Archée est une source d'importance régionale au même titre que la Loue ou le Lison, mais dont la configuration de l'exutoire en contrebas d'éboulis de pente ne permet sans doute pas de rendre compte de la totalité des écoulements. Cette source est un exutoire au niveau d'une zone de faille qui borde la partie sud du faisceau Salinois.

La résolution du modèle géologique ne permet pas de faire des coupes verticales qui rendent compte précisément de la complexité géologique du faisceau salinois au niveau de la zone d'émergence de la source. Il est toutefois possible d'analyser les grandes structures du bassin qui suit ce réseau de failles (SO-NE) sur près de 27 km vers le Sud-Ouest. La Figure 111 présente une coupe horizontale à l'altitude de la source (417 mNGF) ainsi qu'une coupe verticale dans l'axe d'allongement du bassin d'alimentation. De l'aval vers l'amont, cette coupe traverse tout d'abord le grabben drainé en partie par la source de Loue canal et des griffons. Ce compartiment est le lieu d'une zone d'interfluve entre les 2 grands systèmes des sources de la Loue et de la Baume Archée. Elle présente une zone noyée qui s'enfonce sous l'altitude de la source. En amont de ce compartiment, la Baume Archée draine le Plateau de Levier jusqu'au poljé de Boujailles à cœur Crétacé. Les flexures du Plateau de Levier peuvent générer l'existence de zones saturées au cœur de synclinaux dans les 2 réservoirs du Jurassique sup. et moyen, sans que l'on ait suffisamment d'éléments pour justifier de leurs contributions respectives.

Le réservoir est principalement situé dans le Jurassique supérieur dans la zone aval mais s'étend au Jurassique moyen dans la zone amont au niveau du Plateau de Levier. D'après la coupe verticale de la Figure 111, on peut noter la configuration particulière de la zone noyée sous l'altitude de la source qui, bien que potentiellement importante, ne permet pas de générer de soutien important au débit d'étiage en raison de l'importante remontée de l'oxfordien marneux peu perméable. Sans avoir d'estimation fiable des débits de la Baume Archée, cela reste cohérent avec les faibles arrivées d'eau visibles en période de basses eaux. Ceci semble être également corroboré par les quelques données de jaugeages différentiels présentées dans cette étude (§ 4.2). A ce stade des connaissances, il ne faut pas non plus écarter l'hypothèse d'une zone noyée du Dogger sur l'aval de la zone de recharge (indiquée avec un « ? » sur la Figure 111) qui pourrait contribuer de manière artésienne au débit de la source en crue (phénomène observé dans ces conditions particulières).

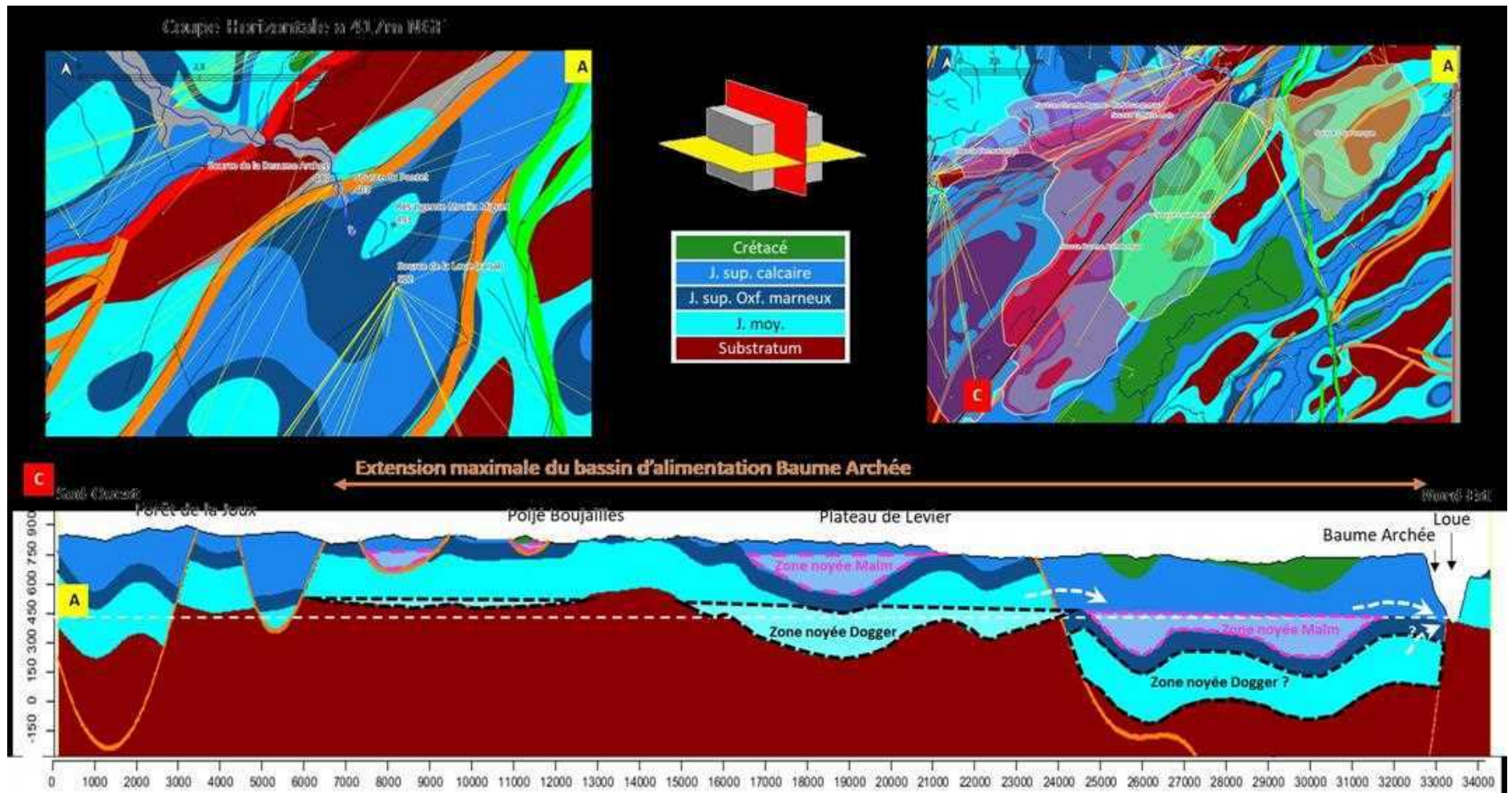


Figure 111 – Hydrosystème de la source de la Baume Archée : coupes horizontales aux altitudes de la source (417m – A et B), et projection sur la coupe verticale dans l'allongement du bassin d'alimentation (D)

7.3.4. Hydrosystème Brême-Maine-Ecoutôt

Bien que le système Brême-Maine-Ecoutôt soit l'un des moins connus de la zone d'étude, il est un des systèmes majeurs du massif du Jura, et un des plus grands systèmes karstiques à l'échelle nationale. En effet, l'approche par jaugeages différentiels (§4.2.1d) et par bilans hydrochimiques (§5.4.2c) a permis d'estimer des valeurs de débit de plusieurs m³/s, encadrées par les valeurs mesurées aux sources du Lison et de la Loue en basses et moyennes eaux (pas de données fiables en hautes eaux et en crue).

Si cet hydrosystème a été peu étudié, cela tient notamment à la difficulté de réaliser des mesures de flux en continu à son exutoire principal, la source du Maine qui résurge directement sur le flanc droit du lit de la Loue. Mais cela tient également à la complexité du système sur sa zone aval, avec les connections de la source de l'Ecoutôt qui peut se tarir, et avec la zone des pertes de la Brême qui sont très variables au cours du cycle hydrologique en fonction de l'état de remplissage du karst (l'inversac du Puits de la Brême engendre un fonctionnement en perte d'une partie des eaux du ruisseau de la Brême pour une cote < 330.5m NGF au niveau du Puits, et un fonctionnement en source à une cote supérieure lors des hautes eaux/crues). Même sans évaluation du débit infiltré dans le puits de la Brême, ces pertes influencent en grande partie la signature géochimique du Maine que ce soit au niveau de la signature 'réservoir' (§5.4.2c) ou du temps de résidence des eaux (§5.3.2e).

L'étude géochimique (§5.4.2d) a permis de mettre en évidence que les eaux du Maine sont fortement influencées par les eaux d'infiltration des pertes de la Brême en comparaison avec la source de l'Ecoutôt. Elle permet également de suggérer l'existence (non vérifiée par traçage) d'un flux souterrain en direction de la source de la Froidière située plus en aval en rive droite de la Loue. Ces nouveaux résultats permettent de proposer une extension du bassin hydrogéologique vers l'ouest en intégrant une partie du Plateau de Merey-sous-Montrond.

La Figure 112 présente les profils géologiques qui lient les 3 arrivées d'eau (Maine, Ecoutôt, Brême). Les différentes arrivées d'eau sont aux altitudes suivantes : Ecoutôt à 302 m, Maine à 305 m, et Brême (fond du puits) à 315 m NGF. Un réseau de failles (cf Figure 24), matérialisé par une faille principale sur le modèle 3D, abaisse le compartiment ouest entre la source du Maine et l'Ecoutôt et pourrait jouer un rôle de compartimentation des deux systèmes (sans déconnection totale) en lien avec des signatures géochimiques contrastées entre ces deux sources qui pour autant restituent systématiquement la quasi-totalité des traçages artificiels réalisés sur la zone d'étude dans le passé. On peut alors supposer que la source de l'Ecoutôt peut en hautes-eaux drainer un compartiment « perché » situé au nord sur le Plateau de Merey-sous-Montrond (Figure 114).

La Figure 113 présente une coupe horizontale à l'altitude du grand méandre de la Loue, 1.5 km en aval de Chenecey-Buillon, où l'on observe la remontée des marnes du Lias à l'affleurement – toit de la couche 'Paléozoïque indifférencié' sur le modèle géologique – à 275 mNGF. Cette coupe horizontale illustre l'absence de barrière hydraulique à l'ouest de la source de l'Ecoutôt, ce qui rend tout à fait plausible une connexion de la Froidière avec le système Maine-Ecoutôt. La coupe verticale est-ouest qui passe par les 3 émergences de la Froidière, de l'Ecoutôt et du Maine, montre une zone noyée continue et cohérente drainée par un enfoncement du réseau principal Maine-Ecoutôt (302-305 mNGF) à l'altitude de la Froidière (286 m NGF). Par ailleurs, on note le caractère perché du système grotte-résurgence des Chaillets en surplomb du réseau Maine-Ecoutôt s'il était étendu à la Froidière.

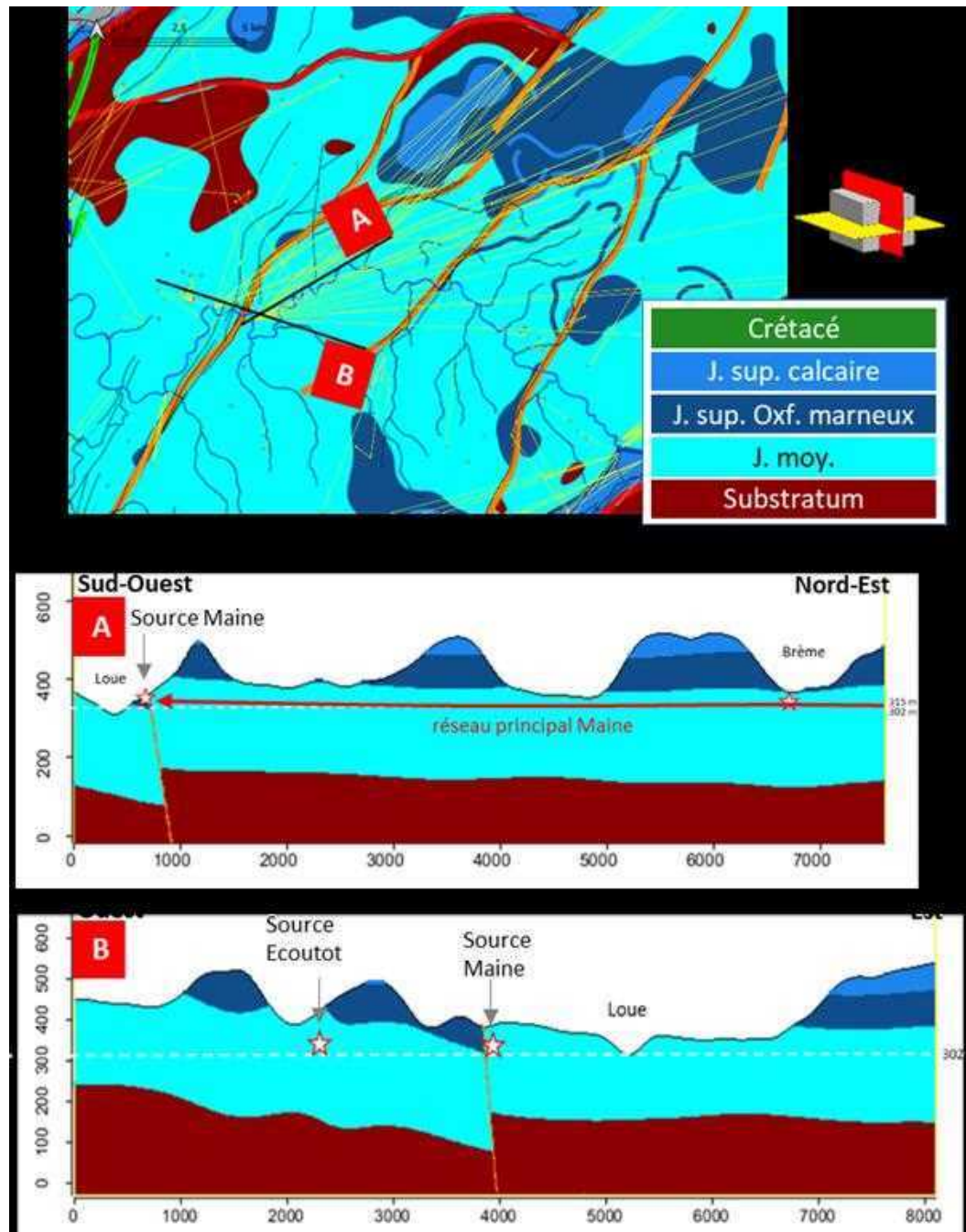
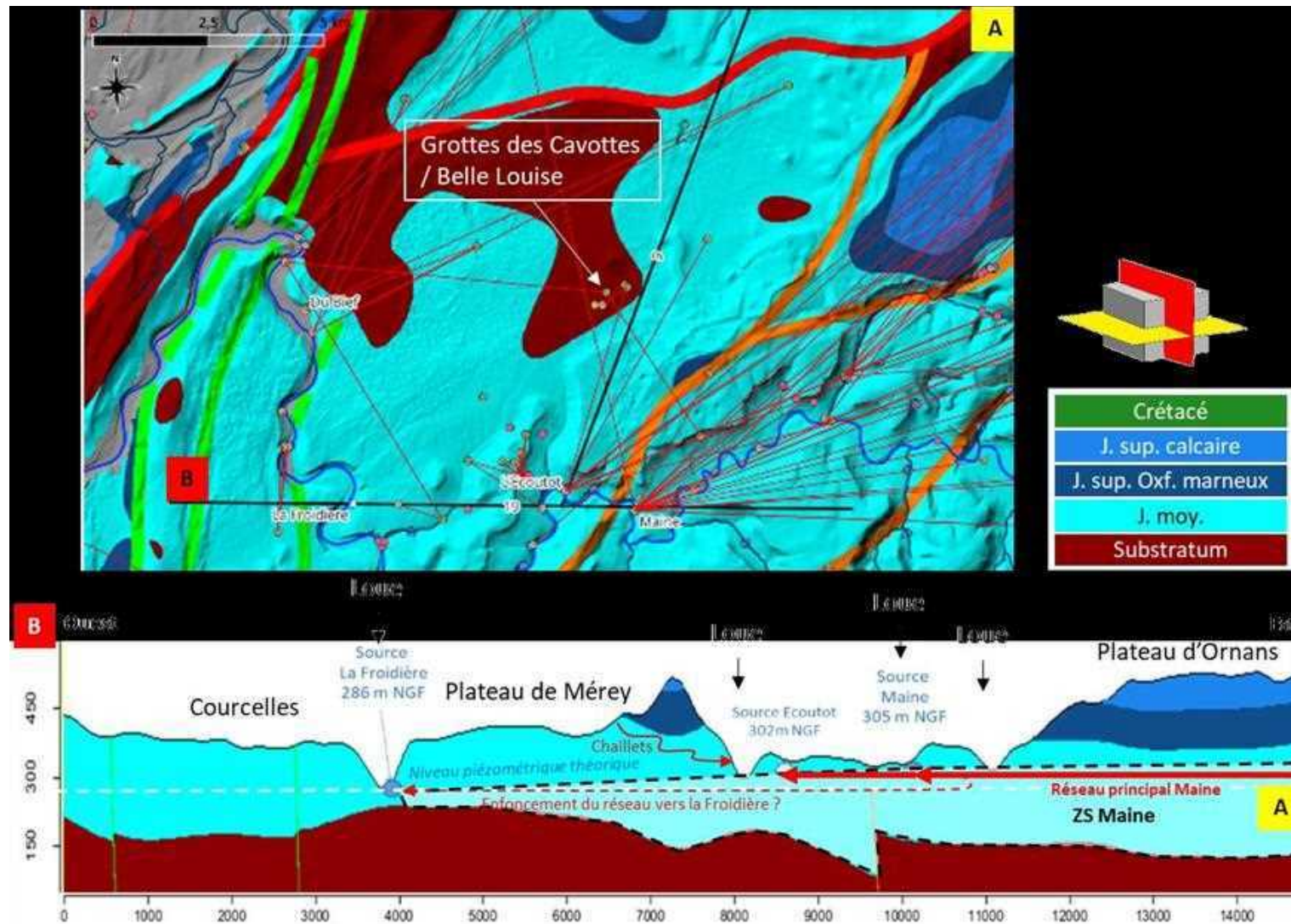


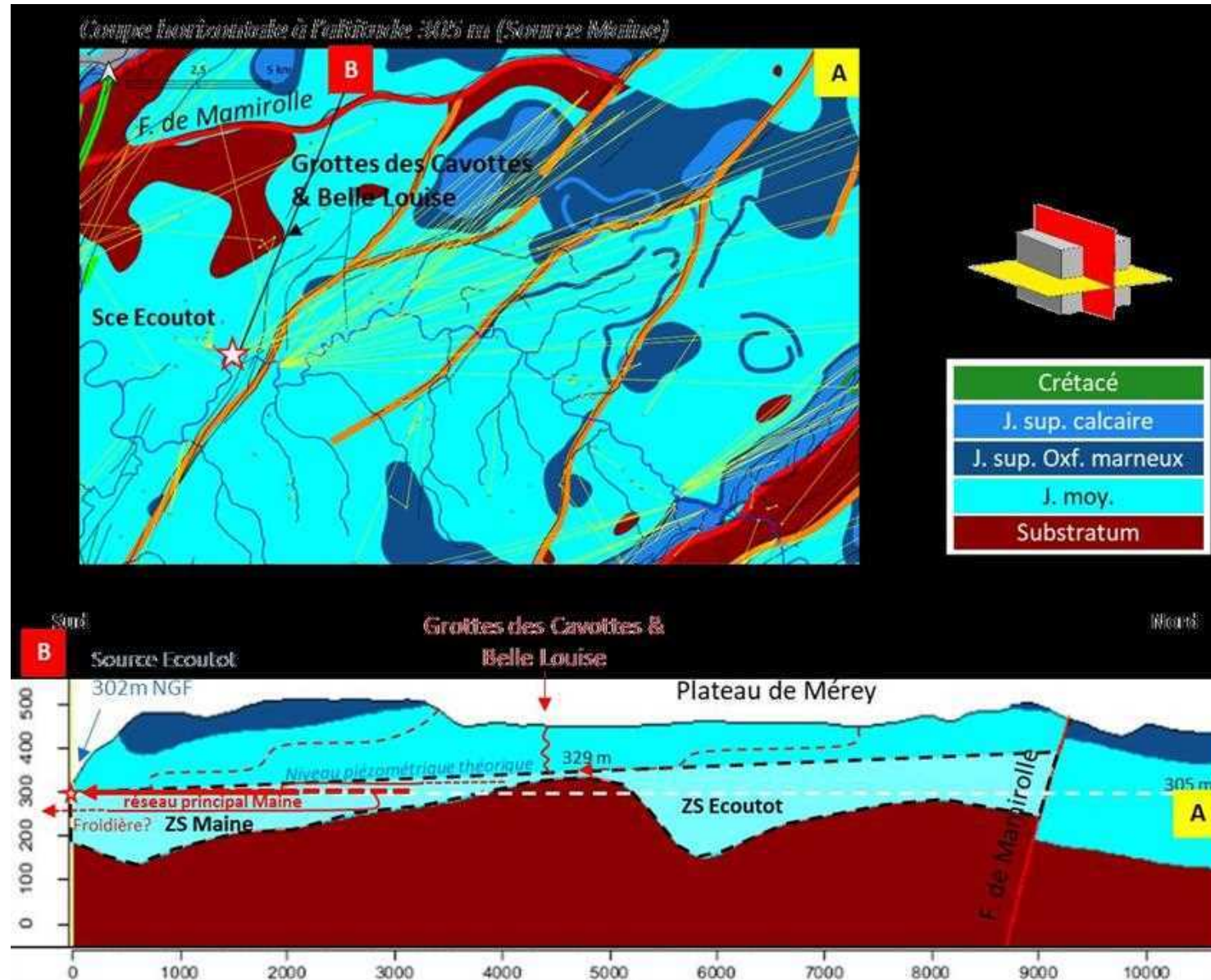
Figure 112 – Hydrosystème du système Brême-Maine-Ecoutôt : coupes verticales passant par la source du Maine et le Puits de la Brême (A) et les sources Ecoutôt et Maine (B) ; chaque coupe est composée de 2 profils à partir du MNT5m (trait noir en haut) et du modèle géologique 3D (en bas).

La géométrie du compartiment drainé par la source de l'Ecoutôt est discutée sur la Figure 114 avec la coupe verticale dans l'axe Ecoutôt – grotte des Cavottes et Belle Louise, dont le lien hydraulique est attesté par traçage. La coupe met en évidence à l'amont une zone noyée spécifique à la source de l'Ecoutôt, drainée en plus de la zone noyée commune avec celle de la source du Maine à l'aval. Au vu de l'altitude de la zone épinoyée de la grotte des Cavottes (-115 m pour une entrée à 485 mNGF), on notera que le gradient piézométrique théorique de la zone noyée passant par le siphon des Cavottes – Belle Louise est cohérent avec le système de

l'Écoutôt (gradient de quelques ‰). Sur la base des données de traçage de la DREAL, la faille de Mamirolle semble marquer la limite nord du bassin d'alimentation de ce compartiment de la source de l'Écoutôt, mitoyen du bassin d'alimentation de la source d'Arcier au nord.

L'extension des différents compartiments du système Brême-Maine-Écoutôt est cartographiée sur la Figure 115 qui présente une coupe horizontale à l'altitude de la source du Maine, ainsi qu'une coupe verticale qui traverse en est-ouest l'ensemble du système. La coupe met en évidence des connexions possibles entre le Jurassique sup. et le Jurassique moy. à la faveur de failles décrochantes dont le rejeu de plusieurs dizaines de mètres est suffisant pour décaler verticalement l'Oxfordien marneux. Cela permet de justifier que la source du Maine située dans le Jurassique moy. ait une grande part de sa zone de recharge dans le Jurassique sup. La cartographie des bassins d'alimentation met également en évidence un sous-bassin du cours d'eau de la Brême dont les pertes alimentent la source du Maine en proportion variable au cours du cycle hydrologique selon l'état de remplissage du karst comme le suggèrent les évolutions du niveau d'eau du puits de la Brême qui fonctionne en résurgence ou en perte selon l'état de saturation du karst (a priori peu ou pas d'alimentation des eaux des pertes de la Brême en période de hautes eaux).





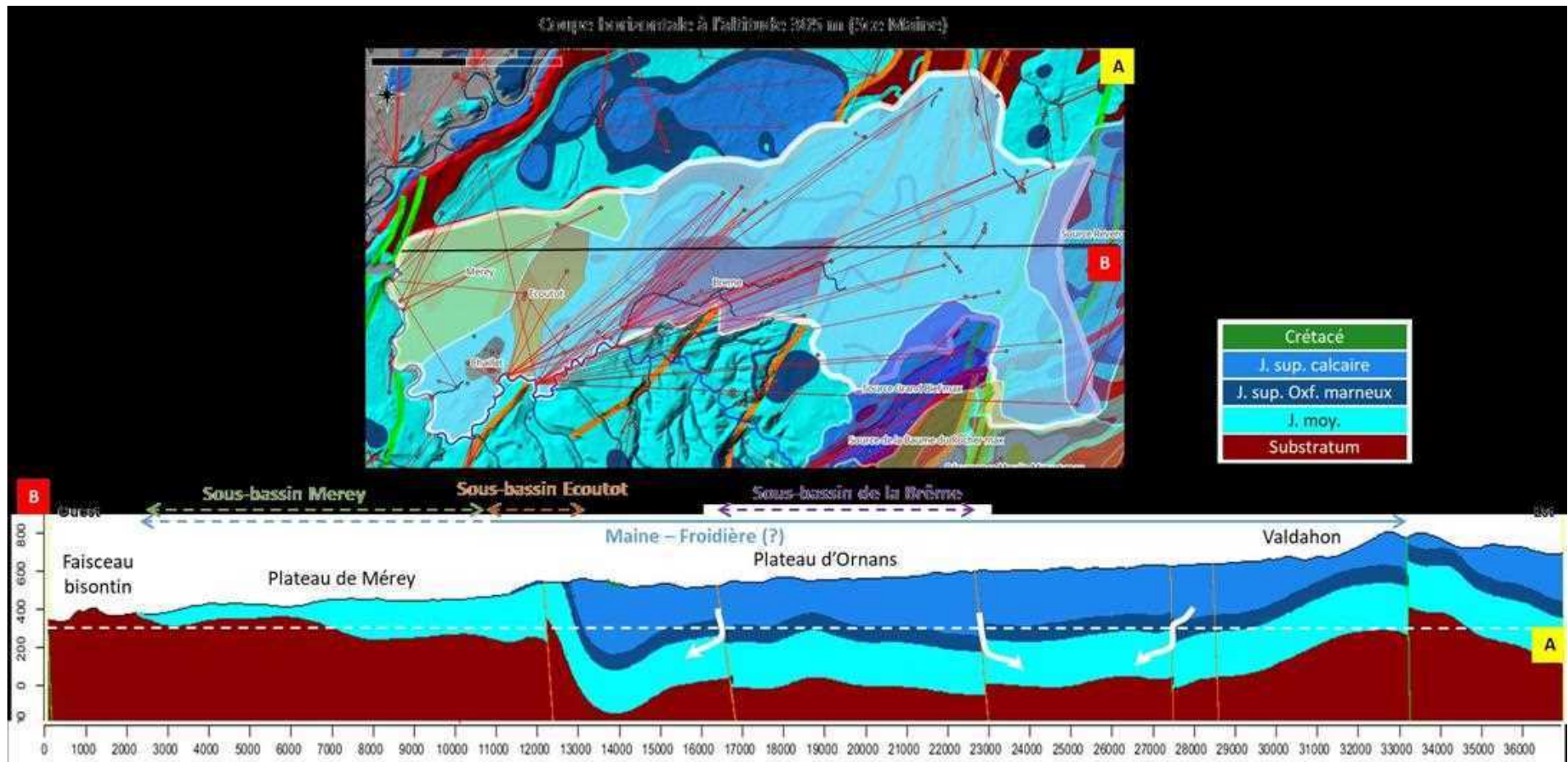


Figure 115 – Hydrosystème du système Brême-Maine-Ecoutot : coupe horizontale à l'altitude 305 m (source Maine – A) et projection sur la coupe verticale traversant la zone centrale de l'hydrosystème (B).

7.3.5. Zone d'interfluve des sources Lison - Baume-Archée – Loue

Les 3 principaux systèmes en tête de bassin de la Loue (sources du Lison, Baume Archée et Loue) ont le point commun de drainer le Plateau de Levier (Figure 116). La coupe verticale sur près de 40 km en Est-Ouest permet de mieux situer l'extension des bassins d'alimentation des 3 principaux systèmes karstiques.

Les failles SO-NE vers 12-15 km qui affaissent le compartiment est, semblent délimiter les deux surfaces d'alimentation du Lison à l'ouest et de la Baume Archée à l'est. L'interfluve entre Baume Archée et la Loue ne semble pas forcément contrôlé au premier ordre par la structurale, même si la résolution du modèle ne permet probablement pas d'identifier toutes les zones de compartimentation.

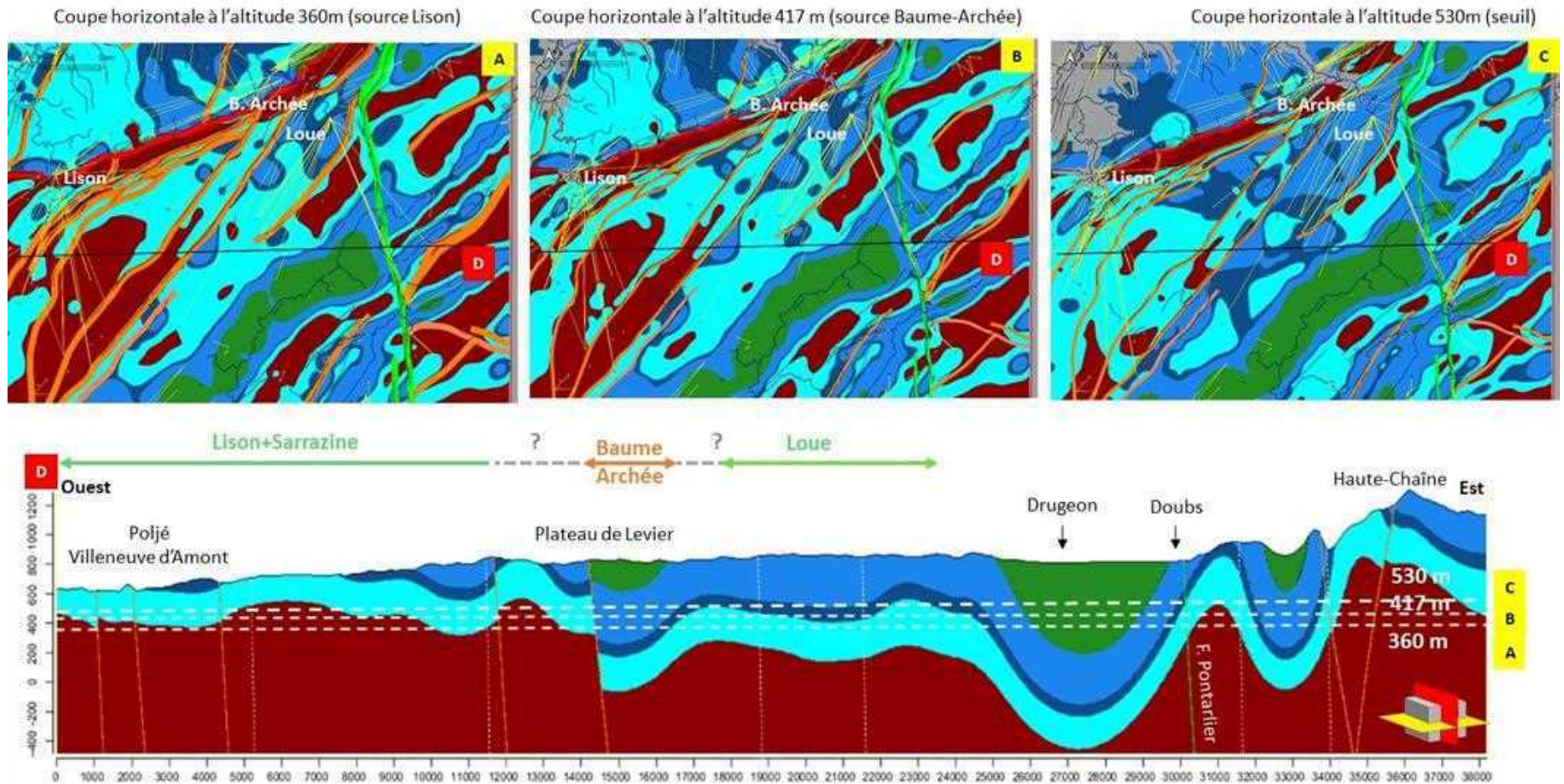


Figure 116 – Zones d'interfluves des hydrosystèmes des sources du Lison, de la Baume Archée et de la Loue : coupes horizontales aux altitudes de la source du Lison (360m - A) et de la Baume Archée (417m - B), du toit de l'anticlinal du Bois de Chalem - Crouzet-Migette – Gevresin (530m - C), et projection sur la coupe verticale Est-Ouest des aquifères (D).

7.3.6. Coupe le long du cours d'eau de la Loue en amont de Chenecey-Buillon

La coupe géologique verticale le long du cours d'eau de la Loue (Figure 117) renseigne sur les grandes structures traversées par le cours d'eau. En aval des gorges de Nouailles (0 à 4 km) et de la traversée du faisceau Salinois (4 à 6 km), la Loue ruisselle sur les calcaires du Jurassique sup. et les marnes Oxfordiennes (6 à 15 km) puis sur le Jurassique moyen (en amont de Vuillafans) où des pertes sont quantifiées par jaugeage différentiel sur le tronçon Vuillafans-Ornans (§4.2.1). A l'extrême aval du profil, les variations de conductivité électrique et de thermie – associées à des apports diffus (§4.3.1 ; Figure 29) issus d'une zone noyée conséquente - se produisent au niveau des remontées du Lias et notamment au niveau du verrou localisé dans le grand méandre à Chenecey-Buillon.

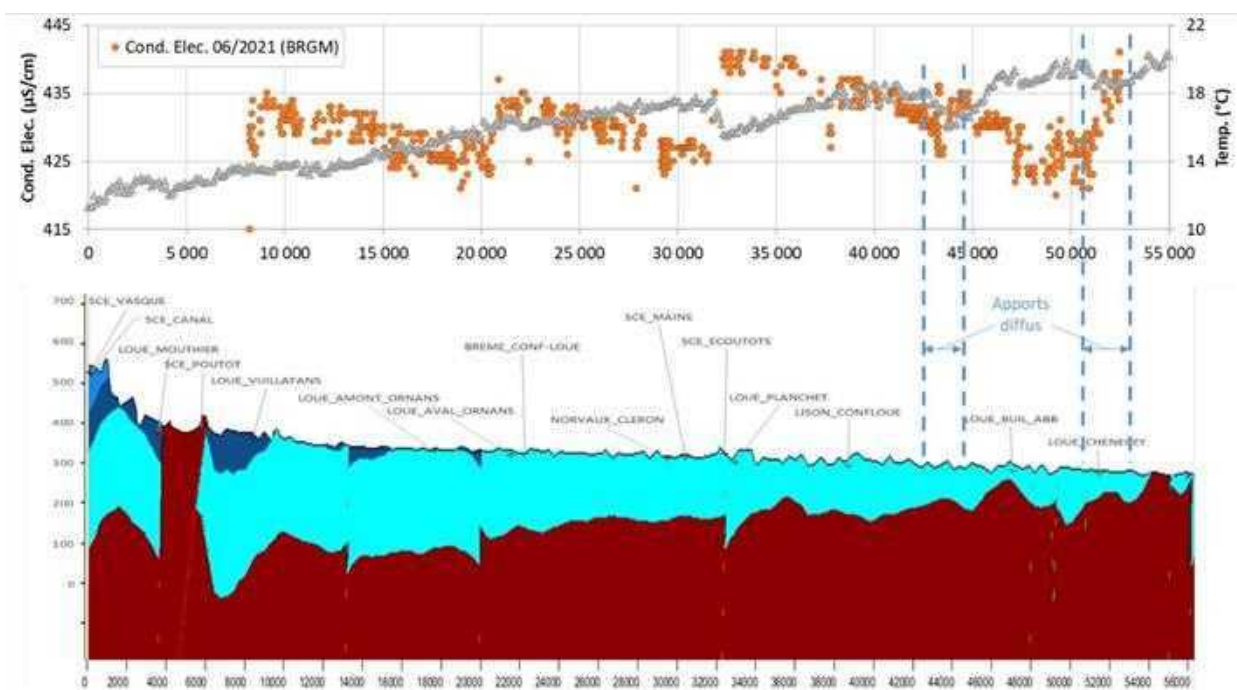


Figure 117 – Profil géologique (en bas) et profil de conductivité électrique et thermique (en haut) de la campagne de juin 2021 (BRGM) et de juillet 2023 (Scimabio) mettant en évidence des apports diffus sur la zone aval (cf Figure 31)

Si l'on fait un focus sur la zone aval où se produisent les apports diffus, il apparaît intéressant de discuter des hypothèses d'apports depuis la rive droite (Plateau de Merey et système Froidière-Maine) ou depuis la rive gauche (bordure du faisceau bisontin). La Figure 118 présente la coupe horizontale à l'altitude de la zone d'apports diffus ainsi que 2 coupes verticales est-ouest et nord-sud, respectivement à travers et dans l'axe du cours d'eau de la Loue. La coupe nord-sud permet de préciser la géométrie du verrou de Lias. La coupe est-ouest met en évidence l'abaissement du niveau de base de la Loue en aval du méandre (altitude 270 m NGF), impliquant que le faisceau Bisontin est probablement drainé vers le nord plutôt que vers le tronçon de Chenecey-Buillon. L'existence de sources en pied de faisceaux à proximité de la zone d'étude (Poinvillers et Ronchaux) conforte cette hypothèse.

Ainsi, sans exclure totalement des contributions depuis la rive gauche, l'hypothèse d'apports significatifs depuis la rive droite au niveau du Plateau de Merey-sous-Montrond est privilégiée. Il

est également probable que ces apports diffus soient issus du système Maine-Ecoutôt étendu à la Froidière, voir même au système des Forges et à d'autres arrivées d'eau en rive droite de la Loue. Des analyses complémentaires sur les différentes émergences de ce secteur devront être conduites pour valider cette hypothèse.

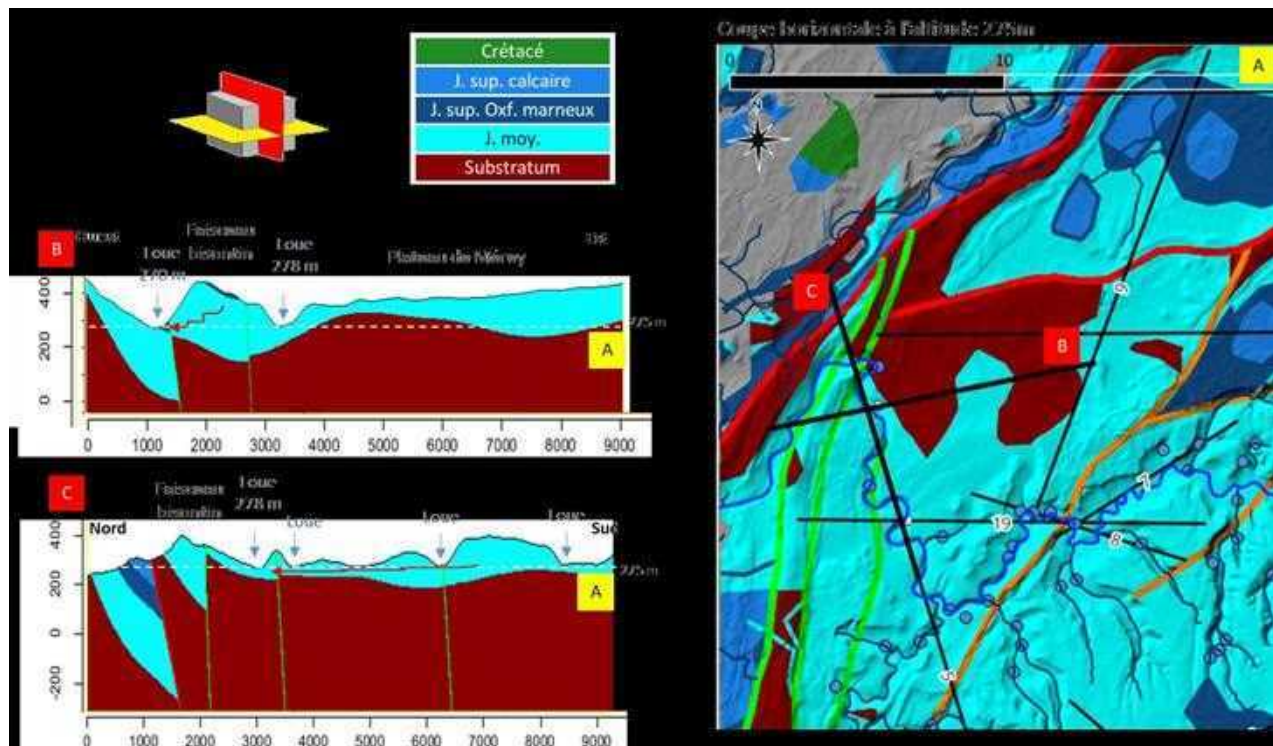


Figure 118 – Secteur aval de la Loue à Chenecey-Buillon : coupe horizontale à l'altitude de 275 m (zone d'apports diffus A) et projection sur la coupe verticale est-ouest (B) et nord sud (C)

7.4. SCHEMAS CONCEPTUELS DES ECHANGES KARST-RIVIERE : VARIABILITES SPATIALE ET TEMPORELLE

7.4.1. Typologie des interactions karst-rivière

La grande diversité des échanges karst-rivière sur le bassin de la Loue nous donne la possibilité de proposer une typologie des interactions surface-souterrain qui se veut générique aux bassins karstiques (Figure 119). Il en ressort 7 types qui différencient les grandes morphologies et les principaux processus suivants :

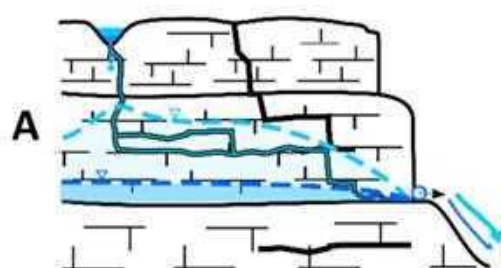
- Le sens des interactions :
 - pertes des eaux superficielles (cours d'eau, plan d'eau) vers le souterrain
 - apports du souterrain vers les eaux superficielles à travers la contribution de sources
 - débordement généré par du refus à l'infiltration, avec l'exemple de l'engorgement des poljés
 - inversac avec une inversion des écoulements (pertes/apports) selon le taux de saturation du karst

- Les modalités d'échanges :
 - o localisés lorsqu'ils sont contrôlés par l'organisation des axes de drainage au sein des conduits karstiques : apports via des sources, ou pertes au niveau d'aven ou de ponors au cœur d'un poljé
 - o diffus lorsqu'ils sont induits par des zones moyennement perméables mais recoupées par le réseau hydrographique sur de grandes distances : recoupement d'une zone noyée, ou pertes vers le karst à travers une succession de fissures au sein de tronçons de plusieurs km
- Les conditions hydrologiques simplifiées en basses et hautes eaux :
 - o Basses eaux : lors des étiages estivaux
 - o Hautes eaux : pendant ou suite à des périodes de crue.

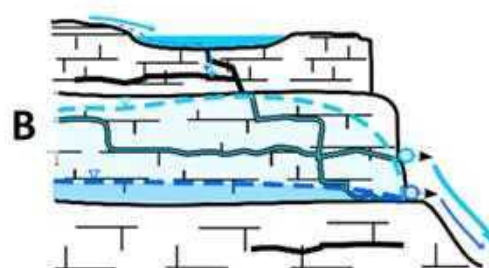
7.4.2. Variabilité des interactions à l'échelle du bassin de la Loue

La variabilité des échanges karst-rivière au sein du bassin de la Loue est illustrée en présentant les différents types d'échanges le long du tracé (Figure 120), à savoir :

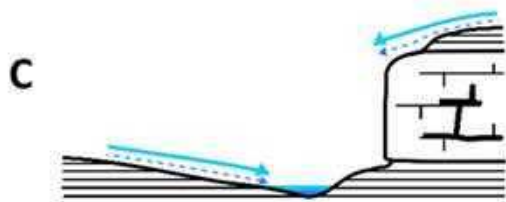
- Type (A) : Le système des pertes du Doubs au profit des sources de la Loue et de Moulin-Miguet
- Type (B) : le système Lison et Sarrazine où le phénomène de débordement s'observe sur le plateau au niveau des poljés de Dournon et Villeneuve d'Amont
- Type (C) : les tronçons amont du Lison et de la Loue quand les cours d'eau circulent sur les marnes oxfordiennes ou sur des zones calcaires sans pertes notables
- Type (D) : les tronçons de la Loue et du Lison qui traversent le faisceau salinois, lieu de nombreuses émergences (Verneau sur le Lison, Baume Archée, Pontet, etc. sur la Loue)
- Type (E) : les tronçons en pertes sur le Lison aval et la Loue médiane (entre Vuillafans et Ornans) et aval (proximité de la zone Maine-Ecoutôt)
- Type (F) : le tronçon aval de la Loue au niveau de Chenecey-Buillon, dans sa traversée du plateau de Merey-sous-Montrond
- Type (G) : le système Brême-Maine est l'unique site sur lequel s'observe un inversac au niveau du Puits de la Brême.



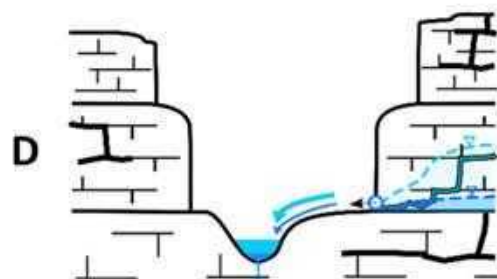
Pertes - résurgence



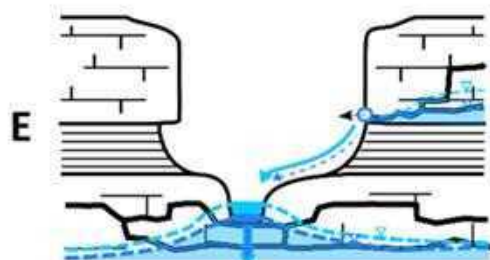
BE : pertes et résurgence
HE : pertes, débordement (poljé) et résurgences (trop-plein)



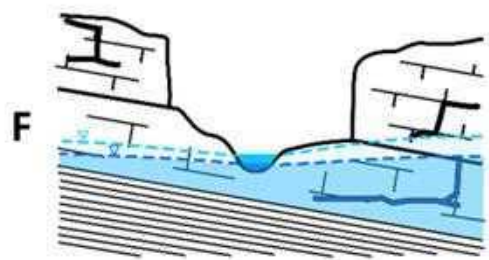
BE : absence d'échanges
HE : apports localisés superficiels



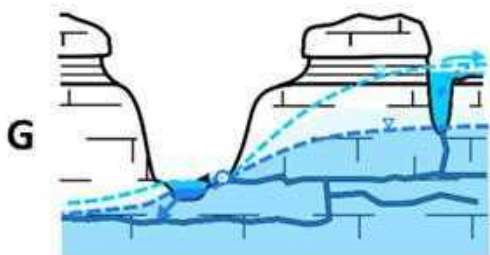
Apports localisés souterrains



BE : pertes
HE : pertes et apports localisés



Apports diffus souterrains



BE : pertes et apports localisés
HE : apports localisés et inversac

HE : Hautes eaux
BE : Basses eaux

Figure 119 – Typologie générique des échanges Karst-rivière

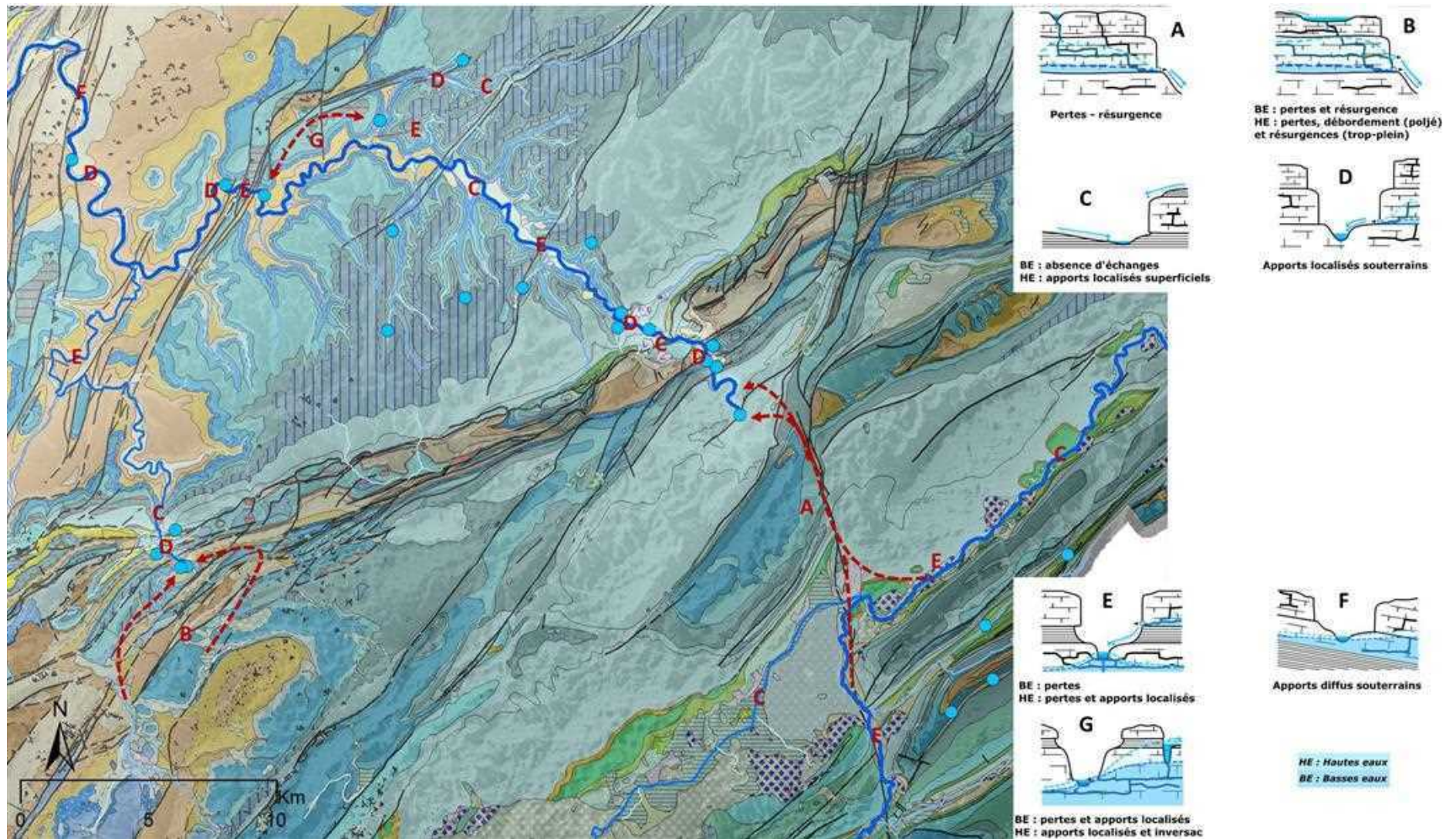


Figure 120 – Typologie des échanges Karst-Rivière appliquée aux tronçons de la Loue, intégrant en tireté rouge les zones de pertes-résurgence et inversac sur fond de carte géologique 1/50000 (BRGM) et MNT 50m (IGN) ; les principales sources sont représentées avec un cercle bleu.

7.5. TEMPS DE RESIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES ET IMPACT SUR LES EAUX DE SURFACE

7.5.1. Eaux souterraines

Le temps de résidence des eaux écoulées à l'exutoire des aquifères ou dans les rivières est une des clés de compréhension des interactions eaux de surface-eaux souterraines. Bien que les eaux de surface qui se perdent en profondeur transitent généralement rapidement au sein de la zone d'infiltration, elles peuvent participer à la recharge et à la constitution des réserves. Ainsi, elles ne sont pas toujours mobilisées à l'exutoire du système karstique dans un temps court. Cela va dépendre de la connectivité de l'ensemble du réseau de conduits, elle-même fonction de l'épaisseur de la zone d'infiltration et de l'état de saturation du système.

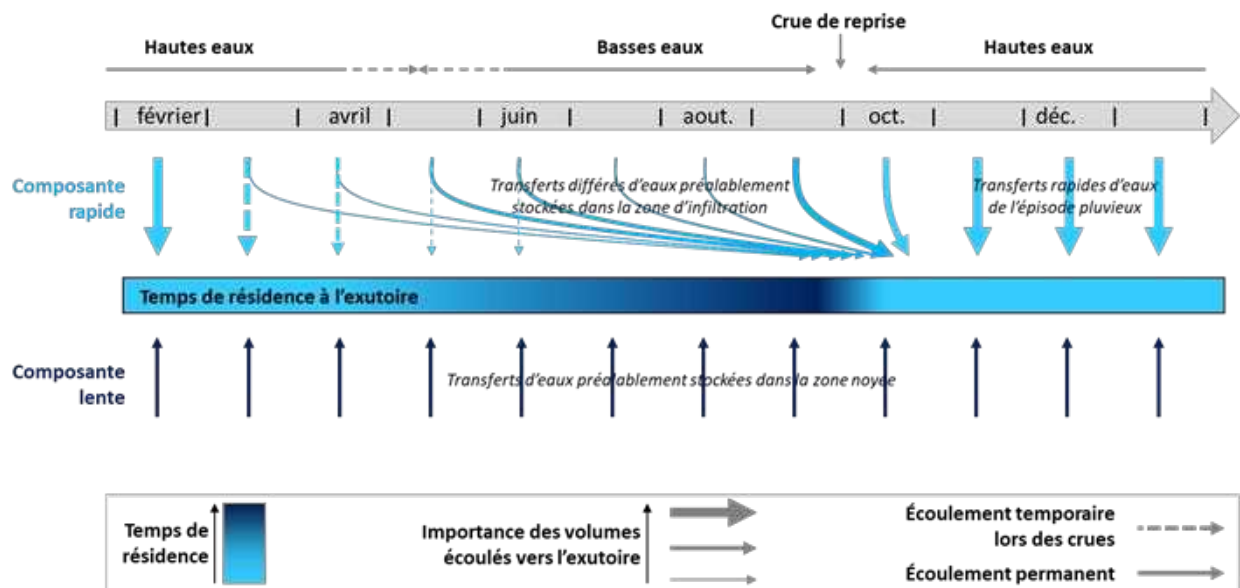


Figure 121 – Schéma conceptuel des variabilités saisonnières des flux issus des composantes rapides et lentes, illustrant les temps de résidence résultant à l'exutoire des aquifères karstiques.

Le schéma conceptuel de la Figure 121 illustre la saisonnalité du temps de résidence de l'eau expliqué par les variations de contributions issues des composantes lentes et rapides. Sur la figure, l'épaisseur des flèches indique leurs contributions relatives à l'échelle mensuelle, leur caractère permanent et temporaire est indiqué par un trait continu ou tireté, et leur couleur foncée reflète le temps de résidence qui s'accroît. A titre d'exemple, l'eau mobilisée dans la composante rapide est considérée comme subactuelle, possédant un temps de résidence de quelques heures en hautes eaux à quelques mois en basses eaux. Celle mobilisée dans la composante lente peut posséder des temps de résidence de plusieurs années à plusieurs dizaines d'années.

Les eaux de la composante lente proviennent principalement des eaux de la zone noyée, stockées dans la matrice fissurée et les zones d'altération. Elles possèdent des âges apparents de plusieurs années à plusieurs dizaines d'années. Les eaux de la composante rapide proviennent des zones d'infiltration préférentielles (dolines, pertes) connectées rapidement au réseau de conduits. Elles possèdent des âges apparents de quelques heures à quelques mois selon l'état de saturation du karst qui contrôle la connexion du réseau de conduit sur l'ensemble de l'épaisseur de la zone non saturée.

Le schéma met ainsi en évidence les apports continus de la composante lente issue de la zone noyée du karst. Cette composante lente peut être masquée par les apports de la composante rapide en hautes eaux, engendrant des temps de résidence subactuels, même si une part non négligeable des eaux est issue d'une recharge pluriannuelle. Il met également en évidence le déphasage saisonnier d'une partie des transferts rapides pour des eaux infiltrées au printemps et qui sont mobilisées à l'exutoire plus tardivement, lors des crues de reprises automnales.

L'autre paramètre à prendre en compte est l'importance de la zone noyée (dont sont issus les écoulements lents), en regard des apports issus de la zone d'infiltration (dont sont issus les écoulements rapides). Le phénomène de dilution des eaux de la zone noyée par celles issues de la zone d'infiltration sera d'autant moins important que la zone noyée sera épaisse. Pour illustrer ce phénomène, nous proposons un schéma conceptuel en Figure 122, qui explique la variabilité du temps de résidence des eaux drainées par une source karstique en basse et haute eaux, en fonction de l'importance des réserves de la zone noyée.

En basses eaux, du fait d'une recharge limitée, la source est peu influencée par les écoulements issus de la zone d'infiltration si les réserves sont importantes dans la zone noyée. Les temps de résidences des eaux à l'exutoire sont alors pluriannuels, jusqu'à plusieurs dizaines d'années. Par contre, si les réserves de la zone noyée sont limitées, la source est fortement influencée par les écoulements rapides de la zone d'infiltration. Les temps de résidences sont alors faibles, inférieurs à une année.

En hautes eaux, la plus forte recharge et connectivité au sein de la zone d'infiltration engendrent une dilution importante des écoulements issus de la zone noyée, quel que soit l'importance des réserves en son sein. Les temps de résidence sont donc très courts, de l'ordre de la journée.

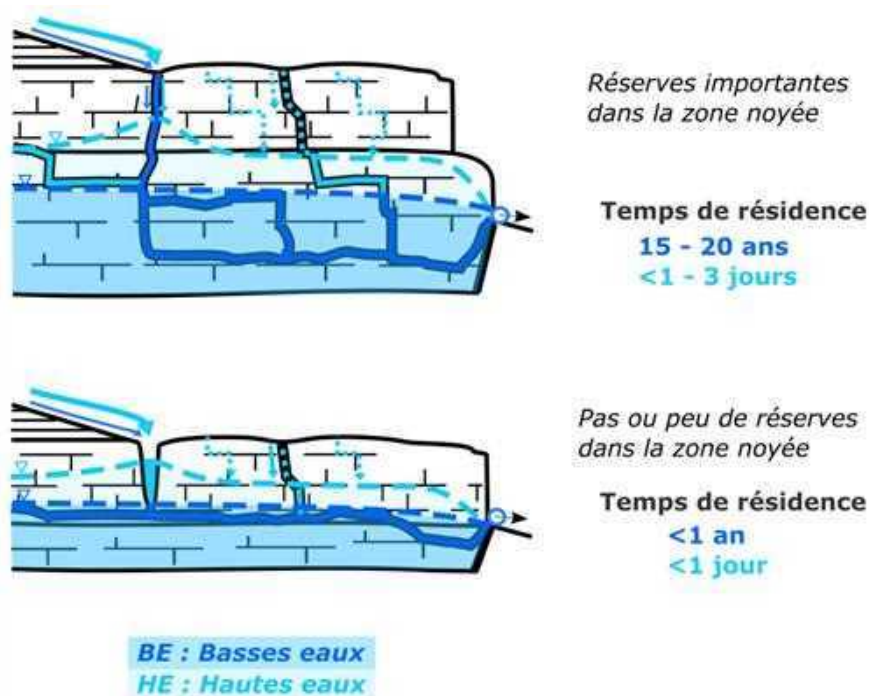


Figure 122 – Lien entre temps de résidence moyen en basses et hautes eaux, et importance des réserves ; la connectivité illustrée par des traits pleins de couleur bleue est fonction de la profondeur de la zone d'infiltration et de l'état de saturation du système ; le temps de résidence en basses eaux est fonction de l'épaisseur de la zone noyée.

Ce schéma permet d'expliquer la variabilité des temps de résidence observés sur les différentes sources influencées par une recharge localisée issue de pertes des cours d'eau de surface (Maine, Lison, Verneau, Loue). L'âge apparent des eaux en fin d'été des sources de la Loue et du Lison est de 15 à 20 ans (cf. 5.3.2), indiquant que ces systèmes ont des réserves importantes, en regard du potentiel de dilution par les pertes. Vu les débits de pertes du Doubs, les réserves de la Loue sont donc probablement très importantes au sein du Jurassique supérieur. L'âge apparent des eaux en fin d'été estimé à la source du Maine est sub-actuel (< 1 an). Cela est à mettre en lien avec les pertes de la Brême au puits éponyme situé à l'altitude supposée de la zone noyée drainée par le conduit principal de la source, cf 7.3.4). On peut alors supposer que l'aquifère du Maine possède de faibles réserves, en comparaison avec celui de la Loue ou du Lison. Entre les 2 pôles de la Loue et du Maine, on peut qualifier le Verneau d'intermédiaire car l'âge apparent y est de quelques années en fin d'été - en cohérence avec des pertes non négligeables mais qui s'assèchent l'été – et une zone noyée de moyenne importance (El Mourtaji, 2023).

7.5.2. Eaux de surface

Sur cette base, et considérant que les eaux de surface sont quasiment uniquement alimentées par des eaux souterraines en étiage (ainsi qu'en grande partie en hautes eaux), il est alors possible de s'inspirer des schémas conceptuels proposés pour les eaux souterraines afin de comprendre l'origine des eaux dans les cours d'eau au cours des saisons. Si l'on se base sur les données de débit en étiage - qui ont montré que les 4 principaux systèmes des sources de la Loue (vasque et canal), du Lison, et du Maine expliquent 90% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon (cf 4.2.2) – nous pouvons alors considérer que les eaux de surface de la Loue en fin d'été sont en moyenne issues d'une recharge qui date de plusieurs années.

Dans le détail, on peut même considérer qu'à cette période, les eaux des cours d'eau de la Loue en amont de sa confluence avec le Maine, et du Lison, sont issues de recharges produites en moyenne 15 ans auparavant. Sur l'aval du bassin, une dilution par la source du Maine avec des eaux subactuelles modifie légèrement cette signature.

Cette analyse donne certaines clés de compréhension sur l'efficacité de mesures correctives pour limiter les exports en nutriments dans les eaux. Il faudra en effet tenir compte de la saisonnalité afin d'évaluer les bénéfices de réduction des apports en nutriments. Si en hautes eaux les effets à court terme peuvent être observés, il faudra tenir compte en basses eaux d'un délai induit par des temps de résidence pluriannuels au sein des aquifères qui alimentent les rivières.

8. Conclusion et perspectives

L'objectif scientifique de cette étude est la caractérisation des processus hydrogéologiques des principaux aquifères karstiques du bassin de la Loue (en amont de Chenecey-Buillon), et des interactions surface-souterrain (échanges karst-rivière) qui contrôlent son fonctionnement hydrologique.

8.1. PRINCIPAUX ENSEIGNEMENTS

En mobilisant une approche pluridisciplinaire de l'hydrologie et l'hydrogéologie (jaugeages, profils en long, géochimie, traçages artificiels, analyse des signaux physico-chimiques, modélisation géologique), il a été possible de revisiter le fonctionnement de certains hydrosystèmes étudiés par le passé (Lison, système Doubs-Loue), et de poser **des premiers résultats de fonctionnement pour d'autres, plus méconnus (Maine, Baume Archée) et pourtant d'importance régionale, voir nationale.** En effet, le bassin de la Loue a la particularité d'inclure 3 hydrosystèmes d'envergure nationale en terme de taille et de débit moyen : les aquifères karstiques des sources de la Loue, du Lison, et du Maine-Ecoutôt qui font partie des dix plus importantes sources nationales (3^{ème} pour la Loue en considérant le débit moyen). **Les karsts de la vallée de la Loue sont fortement marqués par l'importance de la recharge localisée (pertes de cours d'eau) qui influence les transferts, notamment lors des épisodes de crue. Cela a des impacts sur la forte variabilité des gammes de débits, et sur la qualité des eaux** car les 4 principaux systèmes des sources de la Loue (vasque et canal), du Lison, et du Maine expliquent 90% du débit de la Loue à Chenecey-Buillon en étiage.

En parallèle à cette caractérisation hydrogéologique, les approches développées ont permis de mieux comprendre les échanges entre le karst et les cours d'eau et de préciser les contours de ces interactions en termes spatial et temporel. Des schémas conceptuels génériques aux bassins karstiques de plateaux sont proposés et déclinés sur le bassin de la Loue afin de donner un éclairage sur les processus qui contrôlent son fonctionnement. Ils sont résumés dans la Figure 123.

Cet apport de connaissances sur le contexte hydrogéologique et hydrologique du bassin a permis de :

- hiérarchiser les tronçons ayant les apports et les pertes les plus importantes ;
- identifier l'origine et les exutoires de ces apports et pertes ;
- spatialiser les zones contributives aux flux d'eau de la Loue et du Lison, en lien avec la délimitation des bassins d'alimentation des principaux aquifères et la géométrie de leurs réservoirs ;
- quantifier les apports provenant des principales zones contributives (sources et affluents) dont la configuration de l'émergence ne permet pas toujours un jaugeage ;
- qualifier les temps de résidence des eaux souterraines en fonction des saisons ;
- proposer des clés de compréhension de l'origine spatiale et temporelle des eaux qui s'écoulent en surface.

Les principaux enseignements de cette étude permettent de faire le **lien entre le contexte hydrogéologique et la variabilité des échanges karst-rivière sur la Loue**, avec d'un point de vue morphologique :

- des plateaux qui sont favorables au développement de zones endoréiques (poljé – ou paléo-poljé) où les eaux se perdent, rechargeant les aquifères en apportant une composante superficielle rapidement en profondeur ;
- Des résurgences en tête de bassin, drainant 2 des principaux aquifères (Loue et Lison) connectées à des zones de pertes qui drainent une partie de ces plateaux ;
- Des émergences dans les reculées du plateau d'Ornans, dont les bassins restent de petite taille et principalement alimentés par de la recharge diffuse ;
- En bordure de plateaux, les zones de faisceaux concentrent sur la Loue de nombreuses émergences. Ces zones de faisceaux jouent à la fois le rôle de limites entre grands réservoirs (dont l'extension ne recoupe pas ces faisceaux), et à la fois le rôle d'axe de drainage de bassins plus petits (Pontet, Verneau) délimités par la largeur de ces faisceaux.

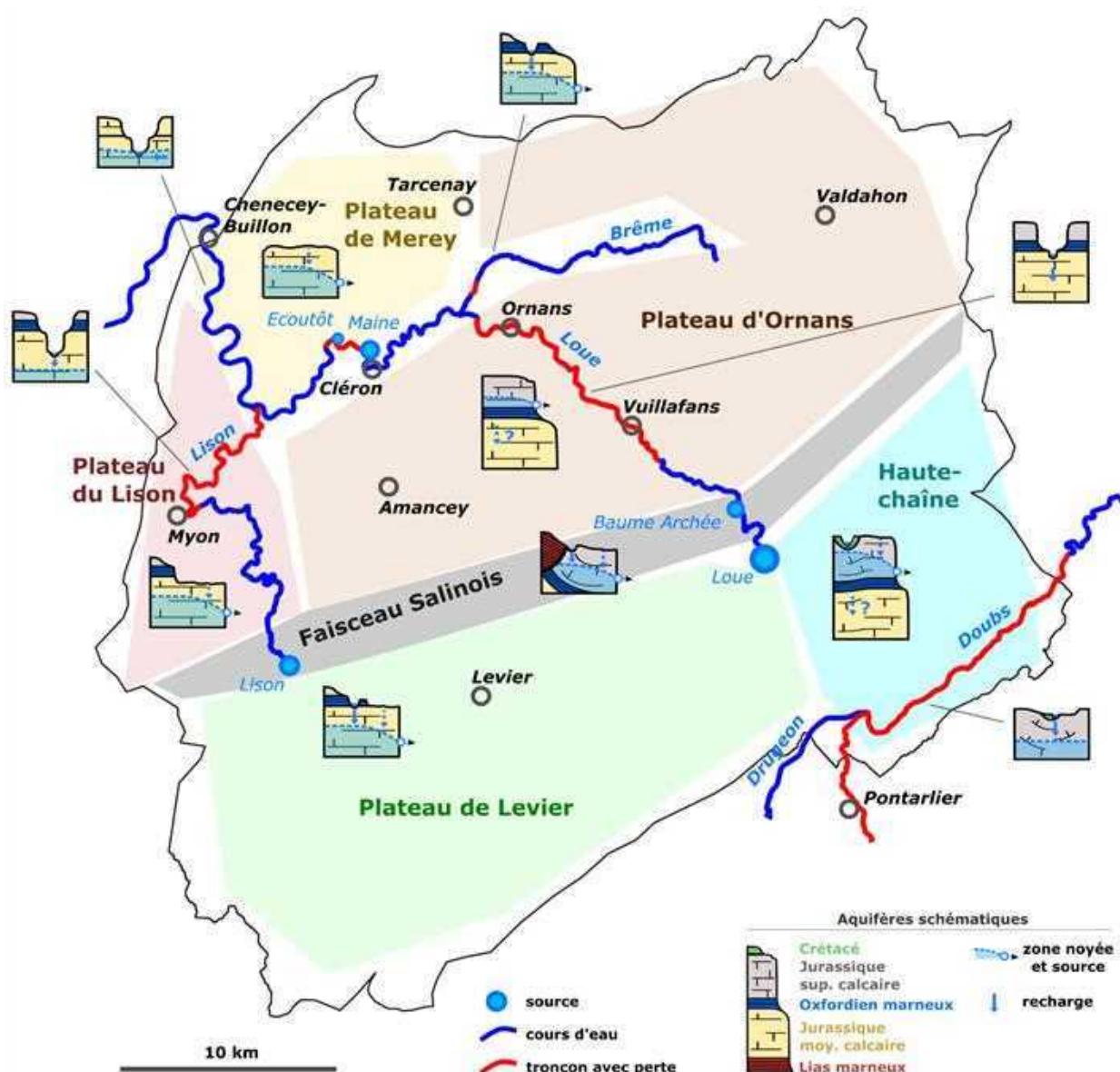


Figure 123 – Schéma didactique des aquifères reconnus sur le bassin de la Loue, et des interactions entre le karst et les cours d'eau principaux.

Les réservoirs calcaires du Jurassique sup. et du Jurassique moy. semblent comporter des différences notables en terme de karstification (le second possédant certains signes d'une karstification plus poussée), **qui se reflètent dans le fonctionnement hydrogéologique.** Cela se traduit par une forte perméabilité plus sujette à des pertes de cours d'eau (Lison, Loue en aval de Vuillafans) pour le Jurassique moyen. Cela est notable sur le fonctionnement hydrologique en étiage car potentiellement impactant en terme de débit résiduel sur certains tronçons. C'est également notable sur la recharge de ce réservoir qui est alors alimenté en partie par les eaux superficielles (estimations à plusieurs millions de m³/an au vu des tronçons en perte jaugés dans le cadre de cette étude).

Les différents processus en jeu ont un impact sur l'hydrochimie qui nous renseigne sur l'origine des eaux. Cette étude montre qu'à travers les échanges plateaux/reculées, les zones d'altitude participent activement aux écoulements de la Loue plus à l'aval, y compris en étiage. Le fonctionnement des principaux aquifères est rendu complexe par l'existence de compartiments qui reflètent l'histoire géologique et karstogénétique. Les zones de mélange de ces compartiments permettent dans certains cas d'homogénéiser les signatures géochimiques des sources. Cela peut se produire en étiage (Loue) ou en hautes eaux (Lison), reflétant la diversité des réponses hydrogéologiques.

En terme de **ressource en eau, les résultats de cette étude permettent d'identifier les secteurs abritant des réserves d'eau conséquentes, à préserver pour une exploitation potentielle de la ressource en eau sur le bassin. Il s'agit tout d'abord du réservoir du Jurassique supérieur en amont du faisceau salinois, au niveau de l'aquifère de la source de la Loue.** Dans ce secteur, la Loue est caractérisée par une forte alimentation issue des pertes du Doubs, mais également par des réserves importantes dans la zone noyée. **Il s'agit également du réservoir du Jurassique moyen sur l'aval du bassin de la Loue.** Dans ce secteur, La rivière de la Loue est connectée à une zone noyée qui s'étend probablement au niveau du plateau de Merey en rive droite mais aussi vers le secteur des pertes du Lison en rive gauche. D'autres secteurs pourraient potentiellement s'avérer être des secteurs d'intérêt. Les aquifères du Lison et de la Baume Archée ont potentiellement des réserves notables, localisée sur le plateau de Levier mais peu mobilisées à leurs exutoires comme l'illustrent leurs faibles débit d'étiage. En raison de l'importance des pertes du ruisseau de la Brême qui influencent la signature géochimique à la source, il est plus délicat de se prononcer sur le potentiel des réserves de l'aquifère de la source du Maine.

La saisonnalité est une des clés de compréhension de la variabilité des échanges surface-souterrain, du fait de son importance au sein des aquifères. Ainsi les eaux issues des transferts depuis la zone noyée sont masquées (diluées) par celles issues des transferts rapides au sein de la zone d'infiltration (plus importants en hautes eaux). Selon les systèmes, l'importance des réserves au sein de la zone noyée, l'épaisseur de la zone d'infiltration et l'importance de la recharge localisée vont alors modifier fortement l'origine de l'eau à l'exutoire des systèmes. Elles vont contrôler la connectivité des zones de pertes avec la profondeur et faire varier les temps de résidence des eaux drainées à la source dans des gammes de plusieurs années ou dizaines d'années en fin d'été, jusqu'à quelques heures/jours en hautes eaux et crues.

L'origine de l'eau dans les cours d'eau est donc dépendante de celle des eaux souterraines mobilisées tout au long de l'année. En cela, et au vu de l'importance des contributions des principaux aquifères (Loue, Lison, Maine, Baume Archée) au débit de la Loue à Chenecey, il est possible d'affirmer que l'eau de la rivière Loue en étiage est une eau issue de recharges anciennes de plusieurs années à dizaines d'année. Cela est à considérer quand on s'intéresse aux réponses de ces hydrosystèmes face aux changements globaux identifiés dans la Tâche 1 du projet NUTRI-Karst. L'usage de cette ressource en été doit donc être considéré à la lumière des évolutions de la recharge qui semble s'amenuiser sur les 50 dernières années.

La grande diversité du contexte hydrogéologique des plateaux, reculées et faisceaux du Jura engendre une grande diversité des interactions surface-souterrain, qui ont été synthétisées sous la forme d'une typologie qui se veut générique aux bassins karstiques. La Loue est composée de l'ensemble de cette diversité, ce qui la rend unique en terme de paysages mais fortement complexe en terme de fonctionnement. L'importance de la contribution des eaux souterraines aux écoulements de surface a comme conséquence une régulation très importante de ces dernières par le karst, principalement en étiage. Mais cela reste tout de même vrai également en hautes eaux et en crue, au vu des estimations de débits sur les principaux systèmes du bassin.

8.2. PERSPECTIVES DANS LE CADRE DU PROJET NUTRI-KARST

Les résultats de la Tâche 2 du projet NUTRI-Karst présentés dans ce rapport donnent des éléments sur l'hydrologie, objectivant le regard qui doit être porté sur l'analyse de la qualité des eaux dans le massif du Jura. Cette caractérisation hydrogéologique et hydrologique a permis de qualifier et quantifier les principaux flux selon les saisons, en précisant les zones contributives, les modalités d'infiltration et de transferts vers les sources. Cet apport de connaissance va servir de base à l'étude des transferts de nutriments, objet de la Tâche 3 du projet.

En cela, il sera possible de préciser les liens entre modalités de recharge et sources d'azote et phosphore sur les bassins d'alimentation. La vulnérabilité de ces bassins karstiques pourra alors être discutée sur la base des impacts observés sur les sites pilotes du Verneau et de la Loue qui ont fait l'objet de suivis à haute fréquence durant le projet.

La Tâche 3 du projet NUTRI-Karst permettra de donner des éléments de réponses sur ces différents points et notamment la détermination des leviers qui permettront de réduire les apports de nutriments vers les eaux superficielles. Elle porte sur une meilleure compréhension de l'impact des pratiques agricoles et la dynamique des transferts de nutriment dans les sols, vers les sources et les rivières, pour permettre d'accompagner les politiques de gestion des pratiques agricoles dans le but de réduire les exportations de nutriment dans les eaux.

Le Porter à connaissance en Tâche 4 du projet, qui vise à créer un dialogue entre acteurs de terrain et scientifiques (partage des savoirs profanes et techniques), pourra déjà s'appuyer sur les résultats des Tâches 1 et 2 afin de construire une vision partagée des causes de la perturbation des rivières comtoises.

9. Bibliographie

Aeschbach-Hertig W., Solomon D.K., 2013. Noble Gas Thermometry in Groundwater Hydrology, in: Burnard, P. (Ed.), *The Noble Gases as Geochemical Tracers*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 81–122. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28836-4_5

Aeschbach-Hertig W., Peeters F., Beyerle U., Kipfer R., 1999. Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters, *Water Resour. Res.*, 35(9), 2779–2792, <https://doi.org/doi:10.1029/1999WR900130>

Bailly-Comte, V., Jourde, H., & Pistre, S., 2009. Conceptualization and classification of groundwater-surface water hydrodynamic interactions in karst watersheds: Case of the karst watershed of the Coulazou River (southern France). *Journal of Hydrology*, 376(3–4), 456–462. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.053>

Bailly-Comte, V., Durepaire, X., Batiot-Guilhe, C., et Schnegg, P.-A., 2018. In situ monitoring of tracer tests: how to distinguish tracer recovery from natural background. *Hydrogeology Journal*, Springer Verlag, 2018, 26 (6), pp.2057-2069, <https://dx.doi.org/10.1007/s10040-018-1748-8>

Bailly-Comte, V., Pistre, S. (2021). A parsimonious approach for large-scale tracer test interpretation. *Hydrogeol J* 29, 1539–1550 <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02327-x>.

Bakalowicz M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification, Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie-Paris IV.

Ballentine, C.J., and Hall, C.M., 1999, Determining paleotemperatures and other variables by using an error-weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 63(16), 2315-2336.

Benoît S., 2023. Spatialisation des caractéristiques hydrogéologiques des systèmes karstiques du bassin de la Loue (25). Rapport de stage M2, BRGM, 56p.

Berthaut J., Goettmann T., Moreau C., 2017. Champ captant de la Ville de Besançon à Novillars (25). Evaluation de la pollution en Tétrachloroéthylène des captages de Novillars, utilisés en AEP par la Ville de Besançon. Focus sur le Tétrachloroéthylène.

Bichet V., and Campy M., 2008. Montagnes du Jura - Géologie et paysages. NEO Editions, ISBN: 978-2-914741-56-1.

Blavoux B., Burger A., Chauve. P., and Mudry J. 1979. Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura, *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 21(4): 295-306.

Blavoux B., Chauve P., Mudry J., Olive P., 1982. Essai d'évaluation du temps de renouvellement des réserves karstiques du Jura à partir de l'évolution des teneurs d'étiage en tritium. 3e Coll. Hydro. Pays Calc. Neuchâtel (Suisse).-Ann. Sei. Univ. Besançon, Géol. Mém. I, 133-142, 5 fig. 4 tab.

Blavoux B., Lachassagne P., Henriot A, Ladouche B., Marc V., Beley J-J, Nicoud G, Olive P., 2013. A fifty-year chronicle of tritium data for characterising the functioning of the Evian and Thonon (France) glacial aquifers. *Journal of Hydrology* 494 (2013) 116–133. [10.1016/j.jhydrol.2013.04.029](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.029)

Bu, X., and Warner, M.J., 1995, Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater. Deep-Sea Research I, v. 42, no. 7, p. 1151-1161.

Bullister, J.L., Wisegarver, D.P., and Menzia, F.A., 2002, The solubility of sulfur hexafluoride in water and seawater: Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers, v. 49, no. 1, p. 175-187.

Busenberg, E., and Plummer, L.N., 1993, Use of trichlorofluorocarbon-113 (CFC-113) as a hydrologic tracer and age-dating tool for young ground water, (abs.): Geological Society of America, 1993 Annual Meeting, Abstracts with Programs, 1993, p. A-365.

Butturini, A., Alvarez, M., Bernal, S., Vazquez, E., Sabater, F., 2008. Diversity and temporal sequences of forms of DOC and NO₃-discharge responses in an intermittent stream: Predictable or random succession? J. Geophys. Res. Biogeosci. 113 (G3).

Cabinet Reilé, 1999 - Etude des affluents de la Loue.

Cabinet Reilé, 2002. Etude du Lison – Hydrologie, Hydrogéologie, Qualité. Protection des zones habitées contre les inondations. Stabilité des ouvrages et des berges.

Cabinet Reilé, 2005. Bassin versant du Lison – Périmètre de protection des captages Nans-sous-Saint-Anne.

Cabinet Reilé, 2013. Diversification du mode d'alimentation en eau potable de l'espace ludique et touristique. Etude de faisabilité technique - Essai d'infiltration en grand et traçage de la zone de rejet. 24p.

Cabinet Reilé, 2018a. Campagnes de reconnaissance des pertes du Doubs par traçages.

Cabinet Reilé, 2018b. Guillin Emballages. Identification des circulations souterraines - Karst en zone de Chantier – test d'infiltration, étude hydrogéologique, 22p

Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G. & Guillen, A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. Phys. Earth Planet. Inter. 171, 147–157.

Calmels D., 2007. Altération chimique des carbonates - Influence des sources d'acidité sur les bilans globaux. Thèse de doctorat. Univ. Paris 7, 225p.

Cicerone, R. J., Stolarski, R. S., & Walters, S., 1974. Stratospheric ozone destruction by man-made chlorofluoromethanes. Science, 185(4157), 1165-1167.

Chanat, J.G., Rice, K.C., Hornberger, G.M., 2002. Consistency of patterns in concentration-discharge plots. Water Resour. Res. 38 (8), 22-1–22-10. <https://doi.org/10.1029/2001WR000971>.

Charlier J.-B., 2018. Evaluation d'une approche combinant hydrodynamique et physico-chimie pour caractériser l'influence des zones karstiques sur les crues – application à la Cèze (Gard). Rapport final. BRGM/RP-68562-FR, 55p.

Charlier J.-B., 2019. Rôle des interactions surface-souterrain sur les crues du Doubs. Rapport final. BRGM/RP-69534-FR, 73p, <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-69534-FR.pdf>.

Charlier J.-B., C. Bertrand, and J. Mudry, 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *Journal of Hydrology*, 460-461:52–64, DOI 10.1016/j.jhydrol.2012.06.043.

Charlier J.-B., Desprats J.-F., Ladouche B., 2014. Appui au SCHAPI 2014 – Module 1 – Rôle et contribution des eaux souterraines d'origine karstique dans les crues de la Loue à Chenecey-Buillon, Rapport BRGM/RP-63844-FR, 116p, <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-63844-FR.pdf>.

Charlier J.-B., Vallet A., Hévin G., Moiroux F., 2018. Projet QUARSTIC : QUALité des eaux et Réseau de Surveillance des rivières Comtoises. Rapport final. BRGM/RP-68315-FR, 165p.

Charlier, J., Moussa, R., David, P., and Desprats, J., 2019. Quantifying peakflow attenuation/amplification in a karst river using the diffusive wave model with lateral flow, *Hydrol. Process.*, 33, 2337–2354, <https://doi.org/10.1002/hyp.13472>.

Charlier J.-B., Tourenne D., Hévin G., Desprats J.-F., 2022. NUTRI-Karst – Réponses des agro-hydro-systèmes du massif du Jura face au changement climatique et aux activités anthropiques. Rapport final de la Tâche 1. BRGM/RP-72229-FR, 238 p, <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-72229-FR.pdf>.

Chauve P., 2006. Chapitre IX. Jura, in: *Aquifères et Eaux souterraines en France*. Roux, J.Cl., (Ed.), AIH-IAH, BRGM Editions, Tome 2, pp 561-590.

Chauve, P., Jeanblanc, A, Tissot, G., Truche, C. 1980. Etude de la vulnérabilité des sources de la Haute vallée de la Loue. 12p.

Chauve P., Mudry J., Rosenthal P., Tissot G., and Tresse P., 1986. Rôle des abaissements d'axe dans les circulations karstiques du Jura. *Bulletin de la Société Géologique de France*, II(2): 329-336

Cholet, C., Charlier, J.-B., Moussa, R., Steinmann, M., Denimal, S., 2017. Assessing lateral flows and solute transport during floods in a conduit-flow-dominated karst system using the inverse problem for the advection–diffusion equation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21 (7), 3635–3653. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3635-2017>.

Conseil scientifique du comité de bassin Rhône-Méditerranée, 2012. Avis sur l'état de la rivière Loue, Rapport, 42p.

Cook, P.G. and Solomon, D.K., 1995. The transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and Krypton-85. *Water Resources Research*, 31:263-270.

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

Defive, E., Gabriel Courrioux, et P. Ledru., 2011. Carte géologique de Le Monastier-sur-Gazeille, Carte géologique de la France au 1:50 000.

Degiorgi F., Badot P.-M., Lucot E., Bolard E., Chanez E., Chiffre A., Crini N., Ducrot A., Loup Ch., Amiot C., Godard E., Lambert J.-C., Steinmann M., Mudry J., 2020 Etude de l'état de santé des rivières karstiques en relation avec les pressions anthropiques sur leurs bassins

versants. Bilan synthétique des opérations réalisées et des recherches et analyses effectuées et disponibles. Laboratoire Chrono-environnement, 47 p.

De Waele, J., Martina, M. L. V., Sanna, L., Cabras, S., and Cossu, Q. A., 2010. Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia, *Geomorphology*, 120, 162–173, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.021>.

Dörfliger N., Plagnes V., 2009. Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPriKa. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin ; BRGM/RP- 57527-FR, 105p.

Dörfliger N., Pinault J.-L., Petit V., Jauffret D., 2004. Systèmes karstiques et crues du Doubs. Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, lors de crues et des étiages. BRGM/RP-53063-FR, 182p.

DREAL Bourgogne-Franche-Comté, 2022. Campagne de jaugeage ponctuel - Loue amont du 23/03/2022.

El Mourtaji C., 2022. Modélisation de la géométrie 3D des aquifères karstiques dans le massif du Jura par l'approche KARSYS : Exemple du karst binaire du Verneau. Rapport stage M2, BRGM, 35p.

Evans, C., Davies, T.D., 1998. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resour. Res.* 34 (1), 129–137. <https://doi.org/10.1029/97WR01881>.

Evans, C., Davies, T.D., Murdoch, P.S., 1999. Component flow processes at four streams in the Catskill Mountains, New York, analysed using episodic concentration/ discharge relationships. *Hydrol. Process.* 13 (4), 563–575. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199903\)13:4<563::AID-HYP711>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199903)13:4<563::AID-HYP711>3.0.CO;2-N).

Faybishenko A., 1995. Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air: Laboratory experiments Boris WRR, VOL. 31, NO. 10, 2421-2435.

Fournier E., 1913. Pertes du Doubs avec la Loue – Expérience de coloration de 1910. Notice historique et descriptive. Jacques et Demontrond, Besançon, 24p

Garin T., 2023. Contraindre la recharge, les modalités et structures d'écoulement en contexte carbonaté : Application aux ressources en eau des bassins versants de l'Huveaune et du karst de Port-Miou (Sud-Est de la France), Thèse de doctorat, Aix-Marseille Univ., 370p

Hauns, M., Jeannin, P.-Y., Atteia, O., 2001. Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits, *Journal of Hydrology*, Volume 241, Issues 3–4, Pages 177-193, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00366-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00366-8)

Heathwaite, A.L., Bierzoza, M., 2021. Fingerprinting hydrological and biogeochemical drivers of freshwater quality. *Hydrol. Process.* 35 (1) <https://doi.org/10.1002/hyp.v35.110.1002/hyp.13973>.

Heaton, T.H.E., Vogel, J.C., 1981, "Excess air" in groundwater. *Jour. Hydrol.*, v. 50, 201-216.

Hess J., Bender M. L., Schilling J.-G., 1986. Strontium isotope ratios of pore waters and planktonic foraminifera from DSDP holes [dataset publication series]. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.712599>, Supplement to: Hess, J et al. (1986): Evolution of the

ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from Cretaceous to present. *Science*, 231(4741), 979-984, <https://doi.org/10.1126/science.231.4741.979>

Horneman, A., Stute, M., Schlosser, P., Smethie Jr, W., Santella, N., Ho, D. T., Mailloux, B., Gorman, E., Zheng, Y. & Van Geen, A., 2008. Degradation rates of CFC-11, CFC-12 and CFC-113 in anoxic shallow aquifers of Arai-hazar, Bangladesh. *Journal of contaminant hydrology*, 97(1-2), 27-41.

Hydro Gestion, 2021. Campagne de jaugeage en hautes-eaux et basses-eaux sur les rivières du Doubs, de la Loue, du Lison et de la Brême. Rapport de terrain.

Hydro Gestion, 2022. Campagne de jaugeage en basses-eaux sur les rivières du Doubs, de la Loue, du Lison et de la Brême. Rapport de terrain.

IAEA, (2006). Use of chlorofluorocarbons in hydrology: a guidebook. Internat. Atomic Energy Agency.

Jeannin P.-Y., Hessenauer M., Malard A., and Chapuis V., 2016. Impact of global change on karst groundwater mineralization in the Jura Mountains. *Science of the Total Environment* 541: 1208–1221. DOI:10.1016/j.scitotenv.2015.10.008.

Jurgens B. C., Böhlke J. K., Eberts S. M., 2012. TracerLPM (Version 1): An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data, U.S. Geol. Surv. Tech. Methods Rep., 4-Fi3, 60 pp.

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

Kipfer R., Aeschbach-Hertig W., Peeters F., Stute M., 2002. Noble Gases in Lakes and Ground Waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1): 615–700. doi: <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.14>

Klaba V., Celle H., Trap P., Choulet F., Smeraglia L., Malard A., Carry N., 2024. Multi-scale hydrostructural approach for karst environment. Application to the Arcier hydrosystem (eastern France). *Journal of Structural Geology* 184, 105154. <https://doi.org/10.1016/j.jsq.2024.105154>

Klinka T., Gutierrez A., Thiéry D. (2012) - Validation du logiciel TRAC : Aide à l'interprétation de traçages en milieu poreux. Rapport BRGM/RP-59425-FR, 57p.

Kreft A., Zuber A., 1978. On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chemical Engineering Science*. 33(11), p. 1471-1480.

Lajaunie, C., Courrioux, G. & Manuel, L., 1997. Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation. *Math. Geol.* 29, 571–584.

Lambán L.J., Jódar J., Custodio E., Soler A., Sapriza G., Soto R., 2015. Isotopic and hydrogeochemical characterization of high-altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study. *Sci. Total Environ.*, 507:466-479

Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J. J., & Maréchal, J. C., 2016. ESPERE—A multiple-method microsoft excel application for estimating aquifer recharge. *Groundwater*, 54(2), 155-156.

Lanini S., Caballero Y., 2020. ESPERE, a Tool for Multimethod Aquifer Recharge Estimation: What's New with Version 2?. *Groundwater*, 59, <https://doi.org/10.1111/gwat.13049>

Le Mesnil M., 2021. Signatures hydrologiques des bassins karstiques. Thèse de Doctorat, Montpellier SupAgro, 244p.

Le Mesnil M., J.-B. Charlier, R. Moussa, Y. Caballero, N. Dörfliger, 2020. Interbasin Groundwater Flow: Characterization, Role of karst areas, Impact on annual water balance and flood processes. *Journal of Hydrology*, 585: 124583. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>.

Le Mesnil M., Moussa R., Charlier J.-B., Caballero Y., 2021. Impact of karst areas on runoff generation, lateral flow and interbasin groundwater flow at the storm-event timescale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 1259–1282. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1259-2021>.

Le Mesnil M., Charlier J.-B., Moussa R., Caballero Y., 2022. Investigating flood processes in karst catchments by combining concentration-discharge relationship analysis and lateral flow simulation. *Journal of Hydrology*, 605, 127358. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127358>.

Leonardi V., Bailly-Comte V., Brunet P. et Lamotte C., 2022. DEM'Eaux Thau : résultats des essais de traçages artificiels. Rapport final V0. BRGM/RP-71758-FR, 53 p.

Lepiller M., Mondain P.H. (1986). Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. Mise en œuvre et interprétation. *Hydrogéologie*, 1, 33-52.

Liu Z., Li Q., Sun H., Wang J., 2007. Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China: soil CO₂ and dilution effects. *J. Hydrol.*, 337:207-223

Lhosmot, A., Bouchez, J., Steinmann, M., Lavastre, V., Bichet, V., Loup, C., Stefani, V., Boetsch, A., Chevet, J., Toussaint, M.-L., Gaillardet, J., & Bertrand, G., 2022. The origin and transfer of water and solutes in peatlands: A multi tracer assessment in the carbonated Jura Mountains. *Hydrological Processes*, 36(12), e14781. <https://doi.org/10.1002/hyp.14781>

Lloyd, C.E.M., Freer, J.E., Johnes, P.J., Collins, A.L., 2016. Technical Note: Testing an improved index for analysing storm discharge–concentration hysteresis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20 (2), 625–632. <https://doi.org/10.5194/hess-20-625-2016>.

Lopez S., Allanic C., Courrioux G., Bourguin B., Calcagno Ph., Caritg S., Gabalda S., 2017. La Modélisation géologique 3D : un outil pour la cartographie. *Revue officielle de la Société géologique de France* 193: 48 53.

Maloszenwski, P., Zuber, A., 1982, Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. 1. Models and their applicability. *Jour. Hydrol.*, v. 57, p. 207-231.

Marino, M. A., 1974 : Distribution of contaminants in porous media flow, *Water Resour. Res.*, 10, 1013–1018, <https://doi.org/10.1029/WR010i005p01013>.

Maunier E., Villeneuve L., 2019. Etude sur le champ captant et les forages AEP de NOVILLARS. Suivi de la chimie des eaux du karst profond pendant une année hydrogéologique et diagnostic de pollution en tétrachloroéthylène. Livrable 1 : Collecte des données existantes. Imageau, 07IMR805.

McNutt, R.H., 2000. Strontium Isotopes, in: Cook, P.G., Herczeg, A.L. (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer US, Boston, MA, pp. 233–260. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6_8

Menubarbe P., 2022. Evaluation de l'impact des pratiques agricoles sur les pertes d'azote sous les sols de prairie Bassin versant du Verneau – Doubs, Rapport de stage M2, Chambre Agri. Doubs et Territoires de Belfort, 56p.

Mettetal J.-P., 1985: Etudes préalables à la définition des périmètres de protection en milieu karstique. Exemple de la source d'Arcier, *Hydrogéologie*, 4: 235-242.

Mettetal J.-P., 1986: Etude hydrogéologique de la vallée de la Loue. Rapport DIREN.

Meus Ph, Käss W, Schnegg P-A, 2006. Background and detection of fluorescent tracers in karst groundwater. In: Duran JJ, Andreo B, Carrasco F (eds) *Karst, climate change and groundwater*, vol 18. *Hidrogeologia y Aguas Subterranas*, IGEM, Madrid, pp 65–75.

Mexler J., 2021. Processus hydrogéologiques d'un karst binaire sur la base d'un réseau multi-échelle (Verneau,25). Rapport de stage M2, BRGM, 36p.

Molina, M., Rowland, E., 1974. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalysed destruction of ozone. *Nature* 810–812.

Moussa, R., 1996. Analytical Hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. *Hydrol. Process.* 10 (9), 1209–1227. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199609\)10:9<1209::AID-HYP380>3.0.CO;2-2](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199609)10:9<1209::AID-HYP380>3.0.CO;2-2).

Mudry, J., 1981. Sur l'origine des gradients de teneurs isotopiques et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura. (Origin of isotopic and geochemical ratio gradients in karst water of the Jura Mountains (France)). *J. Hydrol.*, 50: 167--178.

Mudry J., 1987. Apport du traçage physico-chimique à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés.

Mudry J., F. Degiorgi, E. Lucot, and Badot P.-M., 2015. Middle Term Evolution of Water Chemistry in a Karst River: Example from the Loue River (Jura Mountains, Eastern France). In Andreo B. et al. (Eds), *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*. Springer Berlin Heidelberg, p 147-151. DOI 10.1007/978-3-642-17435-3_17.

NOAA/PMEL (National Oceanic and Atmospheric Administration/Pacific Marine Environmental Laboratory), John.L.Bullister@noaa.gov

OFEG, 2002. Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie - Guide pratique - Groupe de travail Traçage de la Société Suisse d'hydrogéologie SSH - Rapports de l'OFEG, Série Géologie No 3 - Berne

Oster, H., Sonntag, C., and Munnich, K.O., 1996, Groundwater age dating with chlorofluorocarbons. *Water Resources Research*, v. 32, no. 10, p. 2989-3001.

Pérotin, L., de Montety, V., Ladouche, B., Bailly-Comte, V., Labasque, T., Vergnaud, V., Muller, R., Champollion, C., Tweed, S., Seidel, J.-L., 2021. Transfer of dissolved gases through a thick karstic vadose zone – Implications for recharge characterisation and groundwater age

dating in karstic aquifers. Journal of Hydrology 601, 126576.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126576>

Peyraube, N., Lastennet, R., Denis, A., Minvielle, S., Houillon, N., Lorette, G., Malaurent, P., Denimal, S., Bertrand, C., Binet, S., Emblanch, C., Naessens, F., Asmael, N., Villanueva, J.D., 2019. Sic–Abacus: An in–situ tool for estimating Sic and Pco2 in the context of carbonate karst. J. Hydrol. 568, 891–903. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.042>.

Plummer, L. N., Busenberg, E., 1999, Chlorofluorocarbons: Tools for dating and tracing young groundwater: In, Environmental Tracers in Subsurface Hydrology, Chapter 15, p. 441-478. P. Cook and A. Herczeg (eds.) Kluwer Academic Publishers, Boston.

Prokoph A., Shields G. A., Veizer J. 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. Earth Science Reviews, Volume 87, Issue 3, p. 113-133. [10.1016/j.earscirev.2007.12.003](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003)

RB Hydro Environnement, 2021. Fruitière de La Brune – La Mare - Notice d'incidence - octobre 2021.

RB Hydro Environnement, 2022. Projet NUTRI-Karst - Reconnaissances des circulations souterraines par traçages à Arçon et au Frambourg, rapport D22-023, 24/10/2022, 27p.

Reilé P., 2007. Le Puits de la Brême – Vallée de la Loue. Un géotope du massif Jurassien. Ligue régionale de Spéléologie de Franche-Comté. Intervention club Karstic, Ornans (disponible sur http://www.ligue-speleo-fc.com/fc_sout/co_env/Breme.pdf)

Reilé P., 2010. Le Karst franc-comtois du massif du Jura. Vallée de la Loue, Communes de Saules. Ligue régionale de Spéléologie de Franche-Comté. Intervention club Karstic, Ornans (disponible sur www.ligue-speleo-fc.com/fc_sout/co_env/saules.pdf)

Renard D., Lajaunie Ch., Lopez S., Allanic C., Courrioux G., Bourguin B., Calcagno Ph., 2019. La géostatistique au service de la modélisation géologique 3D. Annales des Mines - Responsabilité et environnement N° 94, no 2: 30. <https://doi.org/10.3917/re1.094.0030>.

Robbe N., 2021. Etude du karst profond de la vallée du Doubs. MST de Géologie Appliquée. Univ. de Franche-Comté

Rose, S., 2003. Comparative solute–discharge hysteresis analysis for an urbanized and a 'control basin' in the Georgia (USA) Piedmont. J. Hydrol. 284 (1–4), 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.07.001>.

Rose, L.A., Karwan, D.L., Godsey, S.E., 2018. Concentration-discharge relationships describe solute and sediment mobilization, reaction, and transport at event and longer timescales. Hydrol. Process. 32 (18), 2829–2844. <https://doi.org/10.1002/hyp.13235>.

Russell A.D., Thompson G.M., 1983. Mechanism leading to enrichment of the atmospheric fluorocarbons CCl3F and CCl2F2 in groundwater. Water Resources Research 19, 57-60.

Scimabio, 2023. Cartographie thermique de la Loue, *rapport à paraître*

Schnegg, P.-A., 2002. An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement. In: Groundwater and Human Development, Bocanegra, E - Martinez, D.- Massone, H. (Eds), 2002, 1484-1488.

- Shand P, Darbyshire DPF, Goody DC, Haria AH.**, 2007. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as an indicator of flowpaths and weathering rates in the Plynlimon experimental catchments, Wales, U.K. *Chemical Geology*, 236:247-65.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., and Bonani, G.**, 1995, Cooling of tropical Brazil (50C) during the last glacial maximum. *Science*, v. 269, 379-383.
- Tissot G., and Tresse Ph.**, 1978. Etude du système karstique du Lison et du Verneau. Thèse de l'Université de Franche-Comté, Besançon, 134p.
- Toran, L., Reisch, C.E.**, 2012. Using Stormwater Hysteresis to Characterize Karst Spring Discharge. *Ground Water*, no-no. no–no. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00984.x>.
- Vaughan, M.C.H., Bowden, W.B., Shanley, J.B., Vermilyea, A., Sleeper, R., Gold, A.J., Pradhanang, S.M., Inamdar, S.P., Levia, D.F., Andres, A.S., Birgand, F., Schroth, A. W.**, 2017. High-frequency dissolved organic carbon and nitrate measurements reveal differences in storm hysteresis and loading in relation to land cover and seasonality. *Water Resour. Res.* 53 (7), 5345–5363. <https://doi.org/10.1002/2017WR020491>.
- Veizer, J.**, 1989. Strontium Isotopes in Seawater through Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, 141-167.
- Villeneuve A., Humbert J.F., Berrebi R., Devaux A., Gaudin P., Pozet F., Massei N., Mudry J., Trevisan D., Lacroix G., Bornette G., and Verneaux V.**, 2012. Rapport d'expertise sur les mortalités de poissons et les efflorescences de cyanobactéries de la Loue. Etude du fonctionnement de la Loue et de son bassin versant. Rapport final. Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA) ; Université Pierre et Marie Curie - Paris 6 (UPMC)
- Vindimian E.**, 2016. Propositions de mesures pour le territoire d'excellence environnementale de la Loue et des rivières comtoises. Conseil Général de l'Environnement et du Développement Durable. Ministère de l'Environnement, de l'Energie et de la Mer. Rapport n° 010053-01
- Vivier M.**, 2022. Modèle conceptuel de mise en place des karsts jurassiens par des approches géomorphologiques de surface et souterraine. Rapport de stage M2, BRGM, 55p.
- Volk, C.M., Elkins, J.W., Fahey, D.W., Dutton, G.S., Gilligan, J.M., Loewenstein, M., Podolske, J.R., Chan, K.R. and Gunson, M.R.**, 1997. Evaluation of source gas lifetimes from stratospheric observations. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v. 102(D21), 25543-25564.
- Warner, M. J., and Weiss, R. F.**, 1985, Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater: *Deep-Sea Research*, v. 32, p. 1485-1497.
- Weiss, R.F.**, 1971. The effect of salinity on the solubility of argon in seawater, *Deep-Sea Res.*, 18, 225-230.
- Zhang, R., Chen, X.i., Zhang, Z., Soulsby, C.**, 2020. Using hysteretic behaviour and hydrograph classification to identify hydrological function across the “hillslope–depression–stream” continuum in a karst catchment. *Hydrol. Process.* 34 (16), 3464–3480. <https://doi.org/10.1002/hyp.13793>.

Zuber, A., 1986. Review of existing mathematical models for interpretation of tracer data in hydrology, Mathematical models for interpretation of tracer data in groundwater hydrology. IAEA-TECDOC-381, Vienna, pp. 69-116

Annexe 1

Détail des données issues de l'approche par jaugeages différentiels

Annexe 1.1 : Localisation des sites de mesures de débit

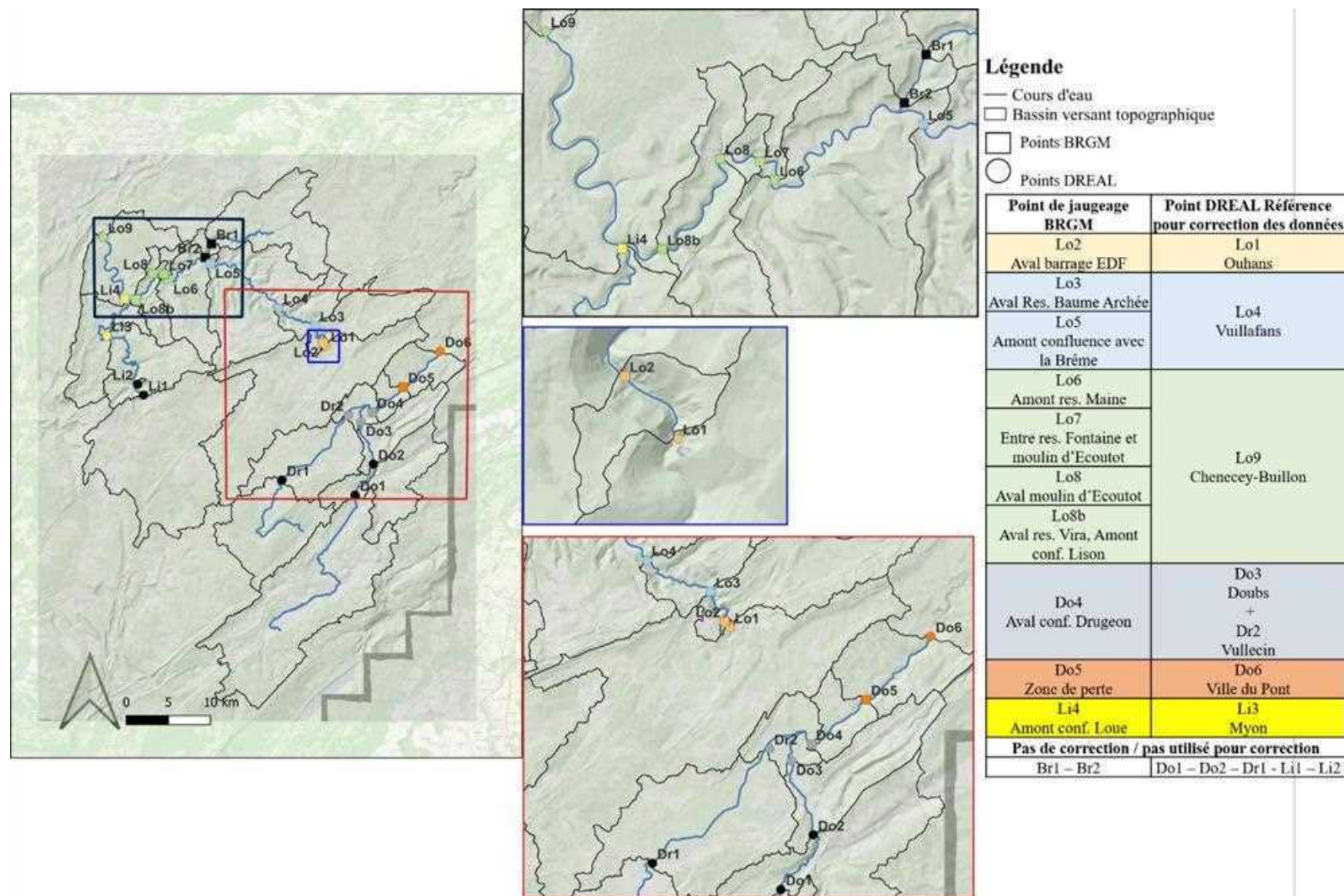


Figure 124 : Localisation des points de jaugeages réalisés dans le cadre du projet NUTRI-Karst (campagnes BRGM) et des stations DREAL

Annexe 1.2 : Correction des débits, campagnes BRGM (2021-2022) et Cabinet Reilé (1998)

Campagnes BRGM (2021-2022)

Les données des deux campagnes ont été corrigées pour compenser les variations de débits sur les périodes de mesures. Chaque point de jaugeage a été affilié à la station DREAL la plus proche pour la correction (Figure 124).

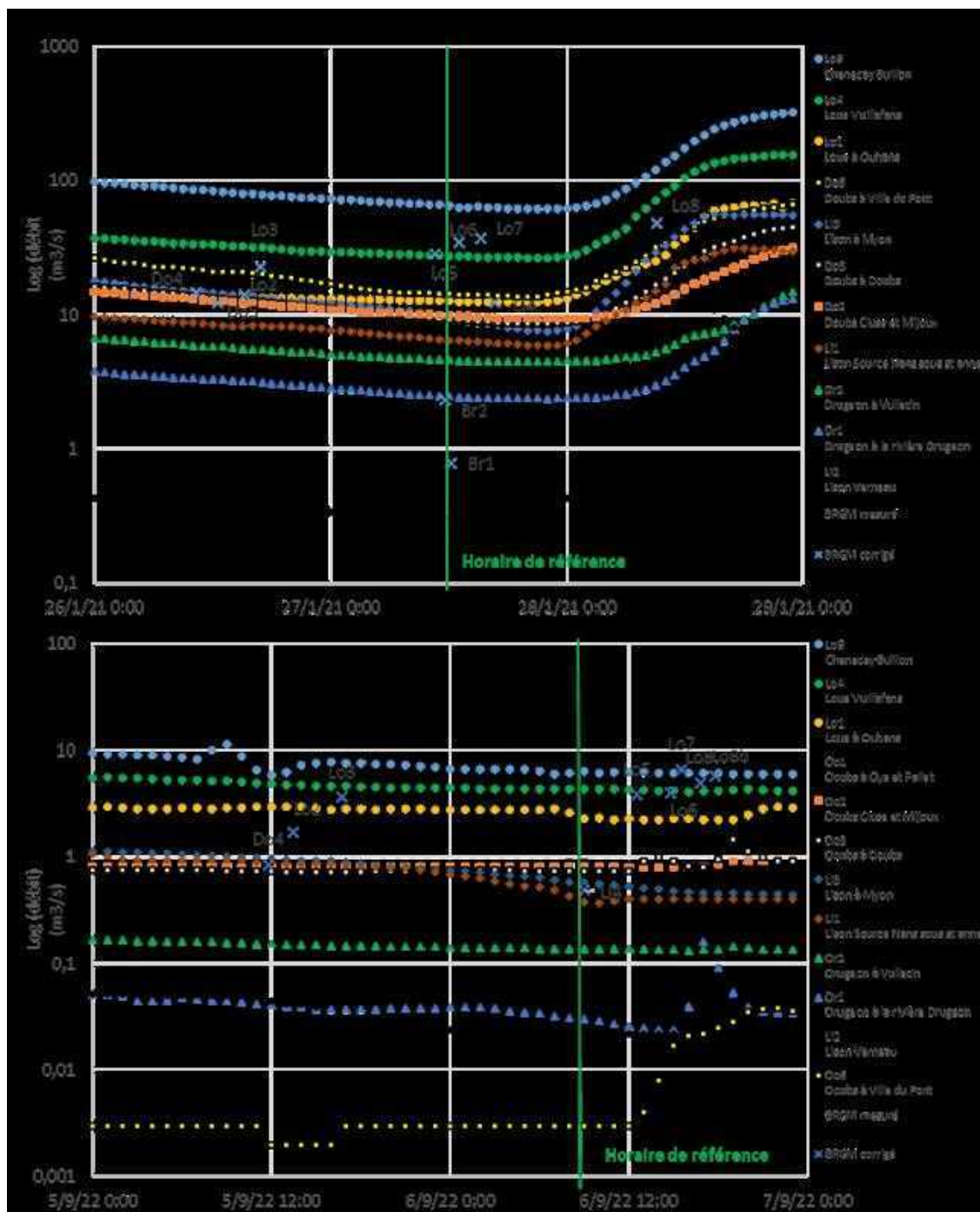


Figure 125 : Débits mesurés (+), corrigés (x) des campagnes BRGM et variation des débits aux stations DREAL lors des campagnes de hautes eaux (a) et basses eaux (b)

Un horaire de référence a été choisi pour la sélection des valeurs de débits des stations DREAL et pour la correction des débits mesurés. Les deux horaires de référence (le 27/01/2021 à 12h00 en hautes eaux et le 06/09/2022 à 09h00 en basses eaux) ont été définis sur une période lors de laquelle les débits sont relativement stables sur les stations hydrométriques de la DREAL (Figure 125). La correction ($Q_{BRGM\ corr}$) des données mesurées ($Q_{BRGM\ mes}$) a été réalisée suivant la formule :

$$Q_{BRGM\ corr} = \frac{Q_{BRGM\ mes} * Q_{DREAL\ horaire\ ref}}{Q_{DREAL\ mes}} \quad \text{Équation 4}$$

Avec $Q_{DREAL\ horaire\ ref}$ le débit à la station DREAL de référence à l'horaire de référence, et $Q_{DREAL\ mes}$ le débit à la station DREAL à l'horaire de mesure.

Campagnes Cabinet Reilé (1998)

Le débit de la source de la Loue (vasque) mesuré en basses eaux par le Cabinet Reilé ($1\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) ne prend pas en compte le débit prélevé par EDF et a donc été corrigé (à $2,81\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) afin que le débit cumulé des sources et affluents au niveau de Vuillafans et Chenecey-Buillon corresponde au débit mesuré à la station DREAL (Figure 126).

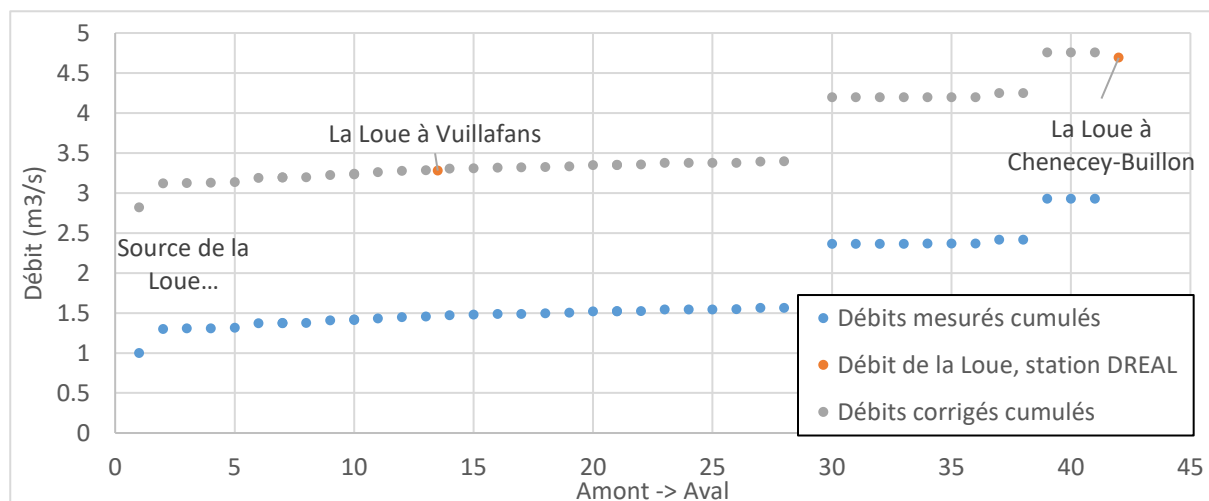


Figure 126 : Correction du débit de la source de la Loue (vasque) en basses eaux, données du Cabinet Reilé (1998).

Annexe 1.3 : Données des débits mesurés & corrigés des campagnes BRGM et DREAL

Tableau 16 : Valeurs mesurées et corrigées des jaugage des campagnes BRGM de Septembre. 2022 et Janvier 2021 ; les valeurs de débits issus des stations hydrométriques de la DREAL sont également indiquées

Source de la donnée	Point	Cours d'eau	Libellé	Débit mesuré basses eaux 5-6/09/2022 (m³/s)	Débit corrigé basses eaux 5-6/09/2022 (m³/s) + DREAL	Débit mesuré hautes eaux 26-28/01/2021 (m³/s)	Débit corrigé hautes eaux 26-28/01/2021 (m³/s) + DREAL
Jaugeage BRGM	Br1	Brême	Amont du puit de la Brême	0	0	0,79	0,79
Jaugeage BRGM	Br2	Brême	Aval du puit, amont de la confluence avec la Loue	0	0	2,33	2,33
Station DREAL	Do1	Doubs	Oye-et-Pallet	-	0,863	-	-
Station DREAL	Do2	Doubs	La Cluse-et-Mijoux	-	0,81	-	9,80
Station DREAL	Do3	Doubs	Doubs	-	0,735	-	9,25
Jaugeage BRGM	Do4	Doubs	Aval de la confluence avec le Drugeon	0,854	0,867	20,95	14,70
Jaugeage BRGM	Do5	Doubs	Linéaire de perte	0	0	17,71	12,23
Station DREAL	Do6	Doubs	Ville-du-Pont	-	0,003	-	14,3
Station DREAL	Dr1	Drugeon	La Rivière-Drugeon	-	0,03	-	2,48
Station DREAL	Dr2	Drugeon	Vuillecin	-	0,138	-	4,64
Station DREAL	Li1	Lison	Aval de la grotte Sarrazine	-	0,38	-	6,49
Station DREAL	Li2	Affluent du Lison	Source du Verneau en amont de la confluence avec le Lison	-	0,023	-	0,31
Station DREAL	Li3	Lison	Myon	-	0,577	-	9,36
Jaugeage BRGM	Li4	Lison	Amont de la confluence avec la Loue	0,494	0,494	11,03	12,27
Jaugeage BRGM	Lo2	Loue	Aval du barrage EDF	2,192	1,705	15,15	14,15
Jaugeage BRGM	Lo3	Loue	Aval de la résurgence de la Baume Archée	3,93	3,658	26,19	22,720
Station DREAL	Lo4	Loue	Vuillafans	-	4,31	-	27,50
Jaugeage BRGM	Lo5	Loue	Amont de la confluence avec la Brême	3,787	3,849	28,69	28,48
Jaugeage BRGM	Lo6	Loue	Amont de la source du Maine	3,796	4,007	33,39	34,607
Jaugeage BRGM	Lo7	Loue	Amont de la source de l'Ecoutôt	6,192	6,548	36,42	37,39
Jaugeage BRGM	Lo8	Loue	Aval de la source de l'Ecoutôt	4,705	4,975	88,97	48,09
Jaugeage BRGM	Lo8b	Loue	Amont de la confluence avec la Lison	5,42	5,732	-	-
Station DREAL	Lo9	Loue	Chenecey-Buillon	-	6,43	-	65,40

Tableau 17 : Valeurs des débits fournis par les stations hydrométriques DREAL et la campagne de jaugages effectués par la DREAL en mars 2022

Source de la donnée	Code	Cours d'eau	Libellé	Débit 23/03/2022 (m ³ /s)
Station DREAL	Do1	Doubs	Oye-et-Pallet	2,81
Station DREAL	Do2	Doubs	Cluse-et-Mijoux	3,56
Station DREAL	Do3	Doubs	Doubs	3,16
Station DREAL	Do4	Doubs	Ville du Pont	1,59
Station DREAL	Dr1	Drueon	Rivière Drueon	0,203
Station DREAL	Dr2	Drueon	Vuillecin	0,502
Station DREAL	Li1	Lison	Lison [source]	0,668
Station DREAL	Li2	Affluent du Lison	Lison [source du Verneau]	0,048
Station DREAL	Li3	Lison	Myon	0,929
Station DREAL	Lo1	Loue	Ouhans	4,65
Jaugeage DREAL	Lo2	Loue	Mouthiers	7,4
Jaugeage DREAL	Lo3	Loue	Lods	7,76
Jaugeage DREAL	Lo4	Loue	Vuillafans	7,82
Jaugeage DREAL	Lo5	Loue	Ornans	8,04
Jaugeage DREAL	Lo6	Loue	Scey Maisière	8,54
Jaugeage DREAL	Lo7	Loue	Forges de Chatillon	12,07
Jaugeage DREAL	Lo8	Loue	Chenecey-Buillon	12,95

Annexe 1.4 : Résultats des calculs de débits différentiels des campagnes BRGM et DREAL

Tableau 18 : Synthèse des débits différentiels par Tronçon de la Loue et du Lison pour les 3 campagnes de septembre 2022 (basses eaux BRGM), janvier 2021 (hautes eaux BRGM) et mars 2022 (DREAL) ; 3 valeurs sont données : la valeur absolue, le pourcentage par rapport au débit amont du tronçon, et le débit différentiel par linéaire de cours d'eau.

	BRGM Basses eaux (septembre 2022)			BRGM Hautes eaux (janvier 2021)			DREAL Mars 2022		
Tronçon	Débit différentiel ou débit aux points amonts (m³.s⁻¹)	Pourcentage au débit de la Loue à Chenecey-Buillon ou pertes par rapport au débit amont (%)	Débit différentiel par linéaire (m³/s/km)	Débit différentiel ou débit aux points amonts (m³.s⁻¹)	Pourcentage au débit de la Loue à Chenecey-Buillon ou pertes par rapport au débit amont (%)	Débit différentiel par linéaire (m³/s/km)	Tronçons	Débit différentiel ou débit aux points amonts (m³.s⁻¹)	Contribution au débit de la Loue à Chenecey-Buillon ou pertes par rapport au débit amont (%)
Br1	0	0	-	0,786	1% (34% débit de la Brême)	-	-	-	-
Br1 - Br2	0	0%	0	1,39	2%	0,75	-	-	-
Do1	0,863	-	-	-	-	-	Do1	2,81	-
Do1 - Do2	Non significatif	-	Non significatif	9,8 (débit Do2)	-	-	Do1 – Do2	0,4315	-
Do2 - Do3	Non significatif	-	Non significatif	Non significatif	-	Non significatif	Do2 – Do3	-0,064	-10%
Do3 - Do4	Non significatif	-	Non significatif	Non significatif	-	Non significatif	Do3 – Do4	-1,809	-56%
Do4 - Do5	-0,82	-100%	-0,16	-1,12	-7,6%	-0,22			
Do5 - Do6	0,003	-	0,0004	0,74	-	0,11			
Dr1	0,03	-	-	2,48	-	-	Dr1	0,203	-
Dr1 - Dr2	0,1	-	0,01	1,80	-	0,15	Dr1 – Dr2	0,26375	-
Li1	0,38	6% (77% débit Lison av. conf. Loue)	-	6,49	10% (53% débit Lison av. conf. Loue)	-	Li1	0,668	5% (72% débit Lison Myon)
Li2	0,023	<1% (4,6% débit Lison av. conf. Lison)	-	0,311	<1% (2,5% débit Lison av. conf. Lison)	-	Li2	0,048	<1%
Li1 - Li3	0,13	1,9%	0,01	1,75	2,7%	0,12	Li1 – Li3	0,13075	1% (14% débit Lison Myon)
Li3 - Li4	-0,03	-5%	-0,002	1,83	2,8%	0,17	-	-	-
Lo2	1,706	27%	-	14,15	22%	-	Lo1	4,65	36%
Lo2 - Lo3	1,68	26%	0,49	6,72	10%	1,95	Lo1 – Lo2	2,148	17%

	BRGM Basses eaux (septembre 2022)			BRGM Hautes eaux (janvier 2021)			DREAL Mars 2022		
Tronçon	Débit différentiel ou débit aux points amonts (m³.s⁻¹)	Pourcentage au débit de la Loue à Chenecey-Buillon ou pertes par rapport au débit amont (%)	Débit différentiel par linéaire (m³/s/km)	Débit différentiel ou débit aux points amonts (m³.s⁻¹)	Pourcentage au débit de la Loue à Chenecey-Buillon ou pertes par rapport au débit amont (%)	Débit différentiel par linéaire (m³/s/km)	Tronçons	Débit différentiel ou débit aux points amonts (m³.s⁻¹)	Contribution au débit de la Loue à Chenecey-Buillon ou pertes par rapport au débit amont (%)
Lo3 - Lo4	0,25	4%	0,04	2,27	3%	0,40	Lo2 – Lo3	Non significatif	-
Lo4 - Lo5	-0,05	-1%	-0,004	Non significatif	-	Non significatif	Lo3 – Lo4	Non significatif	-
Lo5 - Lo6	Non significatif	-	Non significatif	0,52	<1%	0,06	Lo4 – Lo5	Non significatif	-
Lo6 - Lo7	2,01	31%	1,11	Non significatif	-	Non significatif	Lo5 – Lo6	Non significatif	-
Lo7 - Lo8	-0,9	-15%	-0,68	6,42	10%	4,39	Lo6 – Lo7	1,524	12%
Lo8 – Lo8b	0,22	3%	0,04	Non significatif	-	Non significatif	Lo7 – Lo8	Non significatif	-
Lo8b – Lo9	Non significatif	-	Non significatif		-				

Annexe 1.5 : Surfaces et propriétés des bassins versants

Tableau 19 : Surface des sous-bassins versants et du taux de variation entre les surfaces des bassins versants topographiques et les surfaces d'alimentation estimées

Point	Station DREAL	Surface sous - bassin topographique (km2)	Module 2000-2019 (m³/s)	Module différentiel (m³/s)	Module différentiel spécifique (m³/s/km2)	Surface d'alimentation calculée (km2)	Taux de variation (%)
Do1	Oye-et-Pallet	241,98	6,30	5,99	0,025	206,6	-14,6
Do2	Cluse-et-Mijoux	79,8	7,42	0,43	0,005	14,7	-81,6
Do3	Doubs	43,6	7,83	Non significatif	Non significatif	Non significatif	Non significatif
Do4	Ville-du-Pont	70,5	11,58	Non significatif	Non significatif	Non significatif	Non significatif
Dr1	Rivière-Drugeon	98,4	1,63	1,55	0,016	53,5	-45,7
Dr2	Vullecin	87,3	3,17	1,30	0,015	44,8	-48,7
Li1	Lison source	230,6	4,90	4,65	0,020	160,4	-30,4
Li2	Source du Verneau	0,4	0,41	0,40	1,052	13,5	3529,1
Li3	Myon	73,6	7,20	1,26	0,017	43,5	-40,9
Lo1	Ouhans	211,1	9,21	8,75	0,041	301,6	42,9
Lo2	Vuillafans	87,6	20,38	9,70	0,111	334,4	281,9
Lo3	Chenecey-Buillon	468,9	46,80	15,50	0,033	534,4	14,0

Tableau 20 : Altitudes et géologie des bassins délimités

	Exutoire	Surf tot	alt_min	alt_q1	alt_med	alt_q3	alt_max	alt_moy	calc_cret_sup	mar_cret_inf	calc_cret_inf	calc_Malm_jur_s	mar_jur_su	mar_jur_sup	calc_Dogger_jur_m	mar_jur_moy	mar_lias	calc_jur_l	mar_trias	autres
UH (Charlier, 2014)	Grand Bief	42	360	698	724	744	883	714	0,12	8,4	1,4	37	41,1	2,4	7,1	0	0	0	0	0
	Baume du Rocher	10,4	410	780	808	835	900	803	0	0	0	18,9	0	19,8	59,3	0	1,8	0	0	0,2
	Moulin Miguet	39,5	482	798	838	935	1139	863	0	1,7	0,8	50,5	17,2	8,1	8,5	0	0	0	0	13,2
	Source du Pontet	9,5	486	729	759	787	897	753	0	0	0,7	57,9	25	9,5	2,6	0	0	0	0	4,3
	Brême Maine	275	303	544	591	658	974	607	0	0	0	48,5	14,7	21,3	14,3	0	0	0	0	1,2
	Ecoutot	130	383	747	824	835	933	797	0	0,3	1,3	54,5	16,9	19,8	0,2	0	0	0	0	7,1
	Baume Archée																			
	Dessoubre																			
	Bleue Malbuisson																			
	Tuffière	10,4	556	789	827	864	920	818	0	0,1	0,1	4,4	0	12,4	80,8	0	2	0	0	0,2
	Lison et grotte	137,7	385	660	701	751	903	712	0	0	0	17	1	25,6	41,6	5,6	0	0	0	9,2
	Sarrazine																			
	Verneau	16,9	512	707	738	776	882	742	0	0	0	21,3	19	7,8	26,9	0	18,6	5,9	0	0,5
	Grande Baume et bief Poutot	43,6	357	660	688	753	908	703	0,2	1,3	1,7	28	4,2	2,9	14,5	0	7,1	0,8	0	0,5
BH min	Ain Doubs																			
	Reverotte																			
	Loue (vasque + canal)	196	520	806	853	883	1121	844	0	0	1,3	55,3	33,3	7	1,8	0	0	0	0	1,3
	Grand Bief	35,7	358	709	734	762	883	726	0,2	9,9	1,6	44,6	20,6	2,8	17,3	0	0,5	0	0	2,4
	Baume du Rocher	7,1	437	775	807	837	900	803	0	0	0	13,7	0	15,4	69,8	0	1	0	0	0,2
	Moulin Miguet	43,2	461	808	880	1000	1139	891	0	1,9	0,8	48,3	16,5	8,7	12	0	0	0	0	11,8
	Source du Pontet	12,9	398	745	776	801	923	772	0	0	0,5	58,8	21,8	12,3	2,1	0	0	0	0	4,4
	Brême Maine	289,5	303	551	598	676	974	614	0	0	0	45	18,2	20,6	15,2	0	0	0	0	1
	Ecoutot																			
	Baume Archée	157	383	748	824	836	933	799	0	0,2	1	50,6	24	17,4	0,5	0	0	0	0	6,2
	Dessoubre	59	585	771	816	887	1090	830	0	0,5	0,4	33,6	44,8	16,3	3,6	0	0	0	0	0,8
	Bleue Malbuisson	18,8	874	1046	1268	1460	1141	0	0,5	1,1	94,5	0	0,1	0	0	0	0	0	0	3,8
	Tuffière	11,3	550	798	831	866	920	823	0,2	0,2	0,3	3,3	0	6	84,8	0	5,2	0	0	0,1
	Lison et grotte	140,7	383	662	704	753	903	714	0	0	0	19,8	2,2	23,2	40,5	5,3	0	0	0	8,9
BH max	Sarrazine																			
	Verneau	15,3	374	713	743	781	881	747	0	0	0	22,8	13,8	8,3	29,3	0	19	6,4	0	0,3
	Grande Baume et bief Poutot	41	359	660	686	738	908	698	0	1,4	1,7	29,7	45,2	2,1	12	0	6,6	0,9	0	0,2
	Ain Doubs	85,1	692	879	940	1005	1230	957	0	0	1,3	53,8	0,5	0,6	0	0	0	0	0	43,8
	Reverotte	54,4	937	1158	1217	1270	1414	1214	0	0	0	85,6	0	0	0	0	0	0	0	14,3
	Loue (vasque + canal)	58,9	586	709	724	744	890	736	0	0	0	42,1	45,4	11,7	0,2	0	0	0	0	0,5
	Grand Bief	42,3	358	706	731	756	900	725	0,2	8,3	1,4	37,7	32,7	2,4	14,9	0	0,4	0	0	2
	Baume du Rocher	10,9	431	782	809	836	900	806	0	0	0	26,1	0,7	14,6	56,7	0	1,7	0	0	0,1
	Moulin Miguet	48,3	471	803	874	998	1139	888	0	1,7	0,7	47,7	16	9,2	14	0	0	0	0	10,7
	Source du Pontet	43,3	398	791	835	972	1139	876	0	1,8	0,9	47,1	14,6	12,1	11,7	0	0	0	0	11,8
	Brême Maine	311	303	551	600	682	974	616	0	0	0	44,1	17,4	20,2	17,2	0	0	0	0	1
	Ecoutot																			
	Baume Archée	180	383	747	824	838	933	799	0	0,2	0,9	51,2	22,5	15,6	2,9	0	0	0	0	6,7
	Dessoubre	82	575	785	847	924	1090	856	0	0,5	0,3	39,8	38,9	17,4	2,6	0	0	0	0	0,5
	Bleue Malbuisson	23,8	874	1047	1086	1255	1461	1146	0	0,4	1,1	94,3	0	0,3	0	0	0	0	0	3,9
BH max	Tuffière																			
	Lison et grotte	151,7	381	663	706	760	903	717	0	0	0	21,1	2,2	23	38,9	6,3	0	0	0	8,5
	Sarrazine																			
	Verneau	17,2	374	708	741	780	881	743	0	0	0	22,7	18,2	7,5	26,5	0	19,1	5,8	0	0,1
	Grande Baume et bief Poutot	43,8	358	660	687	749	908	702	0	1,3	1,7	29	43,6	2	14,8	0	6,4	0,8	0	0,2
	Ain Doubs	100,3	697	873	937	1010	1230	954	0	0	1,1	53,3	2	0,7	0	0	0	0	0	42,9
	Reverotte	71,3	937	1161	1208	1262	1414	1211	0	0	0	85,7	0	0	0	0	0	0	0	14,3
	Loue (vasque + canal)	82	582	709	726	753	891	738	0	0	0	38,3	44,5	14,5	1,3	0	0	0	0	1,4
	Grand Bief	210	520	825	861	909	1318	870	0	0,4	2,7	55,8	28,7	7,7	2,1	0	0	0	0	2,7
	Baume du Rocher																			
	Moulin Miguet																			
	Source du Pontet																			
	Brême Maine																			
	Ecoutot																			
	Baume Archée																			
	Dessoubre																			
	Bleue Malbuisson																			
	Tuffière																			
	Lison et grotte																			
	Sarrazine																			
	Verneau																			
	Grande Baume et bief Poutot																			
	Ain Doubs																			
	Reverotte																			
	Loue (vasque + canal)																			

Annexe 2

Détails de la méthode d'analyse des relations Débit-concentration

Annexe 2.1 : Approche à l'échelle des bassins emboîtés : analyse des boucles C-Q

Cette section présente une classification des boucles C-Q qui permet de caractériser les boucles d'hystérésis obtenues à partir du suivi de différents paramètres physico-chimiques (concentration, turbidité, CE, ...). Evans et Davies (1998) ont proposé une classification de boucles C-Q en 6 types, basée sur la forme globale de la boucle et son sens de rotation. Cette classification a été utilisée dans des études C-Q ultérieures (Rose, 2003 ; Vaughan et al., 2017 ; Zhang et al., 2020). En nous appuyant sur les travaux d'Evans et Davies (1998), nous utilisons une typologie en 9 types, enrichie par l'intégration d'une quantification de l'indice d'hystérésis et l'ajout des boucles non hystérésis. Des classifications similaires en 9 types ont été proposées et se sont révélées pertinentes pour les études sur la relation C-Q (Butturini et al., 2008 ; Heathwaite et Bierozza, 2020). Nous utilisons deux indicateurs pour la classification des boucles : la pente moyenne (s), obtenue en appliquant une régression linéaire aux valeurs C-Q, et l'indice d'hystérésis (HI).

L'indice d'hystérésis proposé par Lloyd et al. (2016) est utilisé ici. Il fournit des informations à la fois sur la direction de la boucle et sur son amplitude. De plus, il prend en compte toute la gamme des valeurs de débit et est calculé sur la base des valeurs normalisées de Q et EC, ce qui facilite une comparaison cohérente entre les événements de crue. Pour un événement donné, les valeurs Q et EC sont normalisées entre 0 et 1, et à chaque intervalle de 5 % (i) de Q normalisé, un HI_i local est calculé selon l'éq. 1 :

$$HI_i = EC_{nRi} - EC_{nFi} \quad \text{Équation 5}$$

Avec EC_{nRi} et EC_{nFi} les valeurs EC normalisées à l'intervalle i de la gamme de débit, prises sur les parties de crue et de décrue de la boucle, respectivement. La Figure 127 représente les valeurs HI_i locales et la valeur de la pente pour un exemple d'évènement de crue. La moyenne des 19 valeurs HI_i (intervalles de 5 %) est utilisée comme valeur HI finale. Par conséquent, les valeurs HI vont de -1 à 1, les valeurs absolues proches de 0 et de 1 correspondant à des degrés d'hystérésis faibles et élevés, respectivement (trajectoires de crue et décrue similaires ou contrastées). Les valeurs HI négatives indiquent des boucles dans le sens anti-horaire, tandis que les valeurs HI positives indiquent des boucles dans le sens horaire. Les boucles complexes en forme de 8 prennent une valeur HI correspondant à leur forme principale.

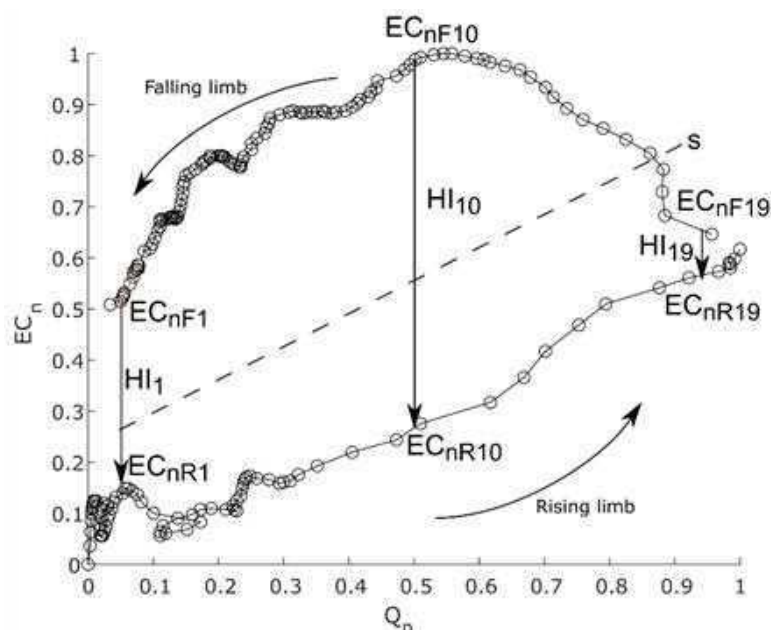


Figure 127 : Calcul des indices HI_i locaux sur un exemple d'évènement de crue (Chenecey-Buillon, 18 septembre 2016) ; (Le Mesnil, 2021)

Une fois les valeurs seuils définies, la pente et le HI permettent de rattacher toute boucle C-Q à l'une des neuf catégories de la classification présentée en Figure 12. La typologie des boucles est construite sur des noms à deux caractères, le premier correspondant au signe HI (et par conséquent au sens de rotation : C pour le sens horaire *clockwise*, N pour le sens neutre et A pour le sens anti-horaire), et le second correspondant au signe de la pente moyenne (- pour les s négatifs, 0 pour les s nuls et + pour les s positifs). Cette classification, basée sur les travaux de Butturini et al. (2008), a été adaptée au contexte des relations EC-Q dans les bassins versants karstiques.

Dans le cas des zones karstiques, l'eau évènementielle (EW) ayant un temps de résidence plus faible que l'eau pré-évènementielle (PEW), sa valeur EC est plus faible. En effet, l'EC est un indicateur fiable de la concentration en bicarbonates, qui est liée à la dissolution du calcaire et donc au temps de résidence de l'eau dans le karst (Peyraube et al., 2019). Ainsi, la typologie de boucle EC-Q peut être utilisée pour déterminer les contributions successives au débit du cours d'eau (PEW et EW).

Chaque type de boucle correspond à une succession de contributions au débit. Evans et Davies (1998) ont montré que, dans un système à deux composantes, lorsque la concentration en soluté de l'eau PEW est plus élevée que celle de l'eau EW, les boucles C-Q dans le sens anti-horaire indiquent une contribution dominante de l'eau EW pendant la phase de crue et une contribution dominante de l'eau PEW pendant la phase de décrue (scénario 1). D'autre part, les boucles C-Q dans le sens horaire indiquent une contribution dominante de PEW pendant la crue et une contribution dominante d'EW pendant la décrue (scénario 2). Cette cohérence des boucles C-Q a été vérifiée expérimentalement par Chanat et al. (2002) et s'est avérée fiable lorsque les valeurs de concentration des pôles contributifs sont suffisamment distinctes, ce qui est le cas ici puisque pôles sont constitués par les eaux de ruissellement de surface et les eaux souterraines. En ce qui concerne le cas spécifique de l'hystérésis EC-Q, Toran et Reisch (2012) ont observé des boucles antihoraires lors d'événements de crue sur une source karstique en Pennsylvanie et ont vérifié qu'elles étaient liées au scénario 1 sur la base du suivi des concentrations de Ca et de Mg.

Rose et al. (2018) ont établi un lien entre le scénario 2 et les boucles C-Q horaires grâce à la mesure des solutés géogéniques dans un petit bassin versant des États-Unis. Dans le cas du suivi des solutés dans lesquels l'eau EW est enrichie, comme le NO_3^- provenant de l'horizon organique (Evans et al., 1999), les sens de rotation sont inversés.

Sur la base des résultats de la littérature précédemment décrits, et dans notre cas de mesure de l'EC dans un bassin versant karstique où la concentration de soluté de l'eau PEW est plus élevée, notre hypothèse est que les boucles EC-Q horaires correspondent à l'eau PEW précédant l'eau EW, et les boucles EC-Q dans le sens anti-horaire correspondent à EW précédant PEW. Ceci est particulièrement clair avec les boucles qui ont des pentes moyennes égales à zéro (boucles C0 et A0), les phases de crue et de décrue montrant des valeurs de EC exclusivement supérieures ou inférieures à la valeur initiale avant un événement de crue. Dans le cas de pentes moyennes non nulles, une phase peut avoir des origines d'eau mélangée. Une signature d'eau mixte, dans le cas de systèmes karstiques où une infiltration rapide peut se produire, peut résulter d'une eau souterraine à faible temps de résidence récemment stockée dans le karst (c'est-à-dire depuis quelques jours ou semaines) ou d'une eau souterraine s'infiltrant par des voies préférentielles et se mélangeant à une eau souterraine fortement minéralisée (c'est-à-dire datant de plusieurs mois ou de plusieurs années). En ce qui concerne les trajets EC-Q non hystérésis, les deux branches ont une origine de l'eau similaire, cette dernière étant déduite de la pente moyenne (une pente négative indiquant une contribution d'EW tandis qu'une pente positive indique une contribution de PEW).

Cette méthodologie n'est applicable que lorsque la valeur initiale de EC se situe entre les deux valeurs de EC des pôles contributifs. Cette observation a été systématiquement vérifiée dans le cadre de cette étude (la valeur initiale de l'EC étant toujours supérieure à la valeur de l'EC du pôle EW dans les zones karstiques). Sur la Figure 12, qui présente les neuf types de boucles de notre classification, une interprétation des successions de contribution au débit des cours d'eau est également proposée, sur la base du temps de résidence, qui est déduit des valeurs de EC. L'eau mélangée peut être liée soit à un mélange d'eaux PEW à temps de résidence faible et élevé, soit à un mélange de EW et de PEW à temps de résidence élevé.

Annexe 2.2 : Approche à l'échelle du tronçon de rivière : simulation des flux latéraux

Pour étudier l'origine des apports latéraux le long des tronçons de rivière (entre deux stations de jaugeage), nous avons utilisé l'approche de modélisation proposée par Cholet et al. (2017) basée sur l'équation d'onde diffusante (DWE) et étendue à l'équation d'advection-diffusion (ADE). Les deux équations peuvent être résolues en utilisant la solution analytique de Hayami proposée par Moussa (1996). Les modélisations successives du débit latéral Q_L et du flux de masse M_L permettent d'estimer la concentration latérale en soluté C_L par division, comme le montre l'équation suivante.

$$C_L = \frac{M_L}{Q_L} \quad \text{Équation 6}$$

Q_L et M_L sont simulés en utilisant la solution du problème inverse de la DWE et de l'ADE, en supposant que le débit latéral est uniformément réparti le long du tronçon de rivière (Moussa, 1996). En supposant que le total des solides dissous (TDS) se compose principalement de composés ioniques conducteurs, l'EC est proportionnelle à la concentration de TDS (notée C , en g.m^{-3}). La concentration C est donc calculée à partir de l'EC, en utilisant un facteur constant de 0,64, conformément aux valeurs trouvées dans la littérature (Lloyd et Heathcote, 1985) :

$$C = EC \cdot 0.64 \quad \text{Équation 7}$$

Le flux massique M est alors calculé comme le produit de la concentration C et du débit Q :

$$M = C \cdot Q \quad \text{Équation 8}$$

Enfin, la conductivité latérale simulée EC_L est calculée comme le rapport entre le flux massique latéral simulé M_L et le débit latéral simulé Q_L , divisé par un facteur de 0,64 :

$$EC_L = \frac{M_L}{Q_L} \cdot \frac{1}{0.64} \quad \text{Équation 9}$$

Certains événements pouvant présenter des valeurs de Q_L négatives, indiquant des pertes de débit latéral, l' EC_L n'est calculée que pour des valeurs de Q_L positives. En effet, des valeurs de Q_L négatives conduiraient à des valeurs d' EC_L négatives, ce qui est impossible. Les variations de l' EC_L permettent donc de comparer l'origine de l'eau sur des tronçons successifs au sein d'un bassin versant.

Des exemples d'application sont disponibles dans les travaux de Cholet et al. (2017) et Charlier (2018, BRGM/RP-68562-FR).

Annexe 3

Détails des données issues des multi-traçages

Annexe 3.1 : Modélisation par le logiciel TRAC

Solution analytique

L'approche la plus simple pour simuler le transport dans un réseau karstique revient à considérer un écoulement mono-dimensionnel. Dans le cas d'un système karstique où l'injection a lieu directement dans le système de drainage, comme lors des injections réalisées depuis des pertes d'écoulements de surface, le milieu peut être considéré comme un simple conduit reliant le point d'injection au point de restitution, ce qui permet de s'affranchir de la notion de porosité cinématique (Bailly-Comte et Pistre, 2021).

En régime permanent, Kreft et Zuber (1978) montrent que 4 solutions analytiques peuvent être utilisées pour reproduire la courbe de restitution d'un traceur en réponse à une injection instantanée. Parmi ces solutions, celle qui exprime la concentration sous la forme d'une concentration de flux aux points d'injection et de restitution est celle qui est la plus adaptée aux conditions de réalisation et de suivi d'un traçage artificiel (Zuber, 1986). Cette solution analytique correspond au modèle dispersif noté DM (Eq. 10) :

$$DM(t) = \frac{Q}{m} \frac{1}{t \sqrt{\frac{4\pi t}{t_{adv} Pe}}} e^{-\frac{t_{adv} Pe}{4t} \left(1 - \frac{t}{t_{adv}}\right)^2} \quad \text{Équation 10}$$

Avec Pe [-] le nombre de Péclet macroscopique, t_{adv} [s] le temps caractéristique d'advection égal au rapport entre la distance parcourue depuis le point d'injection et la vitesse d'écoulement (constante), Q [m³/s] le débit (considéré constant) et m [kg] la masse de traceur restituée.

Les modèles dispersifs ne sont pas toujours adaptés à la simulation des courbes de restitution des traceurs, notamment pour la reproduction des effets de traîne observés sur la fin des courbes de restitution. Ce phénomène est le plus souvent attribué aux hétérogénéités de vitesses et aux interactions avec des zones d'eau morte ou moins mobiles. Dans le cas des aquifères karstiques, Hauns *et al.* (2001) montrent que la dissymétrie des courbes de restitution est contrôlée par la présence de cavités où le traceur est temporairement stocké. Si ces conclusions proviennent d'observations sur un écoulement à surface libre dans la zone d'infiltration, l'effet de rétention dans les cavités est également envisageable dans le cas de circulations dans un réseau karstique saturé dans la zone noyée.

Une approche simplifiée du transport dans un réseau karstique présentant une cavité a récemment été proposé (Léonardi *et al.*, 2002, rapport BRGM/RP-71758-FR): une partie du traceur est ici susceptible de rejoindre un réservoir de stockage temporaire représenté par un réacteur parfaitement mélangé, dont la distribution des temps de séjour est donnée par le modèle exponentiel. Ce réacteur parfaitement mélangé reproduit l'effet combiné de tous les élargissements et autres cavités que va rencontrer le nuage de traceur avant d'atteindre l'exutoire.

La fonction de transfert du réacteur parfaitement mélangé est déterminée à partir d'un seul paramètre T_{exp} [j] relatif au temps de séjour du traceur dans le réservoir. Elle est donnée par la fonction $g(t)$ dans l'équation suivante :

$$g(t) = \frac{1}{T} e^{-t/T_{exp}} \quad \text{Équation 11}$$

Le modèle résultant est appelé EDM. Il correspond à la mise en série du modèle DM (un seul chemin) avec un modèle représentatif de la rétention du traceur dans un réservoir parfaitement

mélangé selon une fonction de transfert exponentielle (modèle EM). Un paramètre supplémentaire de répartition du flux de traceur a_{DM} permet de court-circuiter le phénomène de stockage temporaire. Ainsi, pour un coefficient a_{DM} de 100 %, il n'y a pas de rétention du traceur et la solution analytique correspond à celle du modèle DM, tandis que pour $a_{DM}=0$ tout le traceur sera concerné par ce phénomène de rétention.

La figure suivante illustre par un schéma conceptuel le fonctionnement du modèle EDM à 4 paramètres (Figure 128).

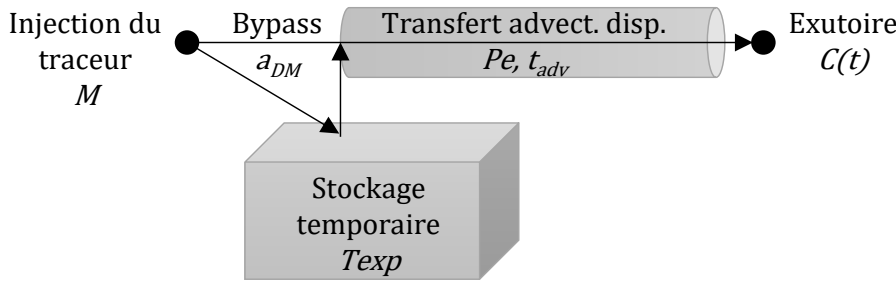


Figure 128 : Schéma conceptuel du modèle EDM (avec Pe [-] : nombre de Péclet, t_{adv} [s] : le temps caractéristique d'advection ; a_{DM} [-] : le coefficient de répartition du flux (by-pass) ; $C(t)$ [$\mu g/l$] : la concentration du traceur au cours du temps et M [kg] : la masse du traceur injectée)

Ce modèle est ici utilisé pour tenter de prendre en compte l'effet de rétention du traceur dans les cavités karstiques. Il nécessite le calage de 4 paramètres.

La solution analytique du modèle EDM est donnée par :

$$EDM(t) = a_{DM}DM(t) + (1 - a_{DM})EDM_0(t) \quad \text{Équation 12}$$

Où $EDM_0(t)$, qui est égal à $EDM(t)$ pour $a_{DM}=0$ est adapté de Marino (1974) :

$$EDM_0(t) = \frac{Q}{m} \frac{e^{-t/T}}{2T} \times \left\{ \begin{aligned} &e^{\frac{Pe(1-\gamma t_{adv})}{2}} \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{Pet_{adv}}{4t}}(1-\gamma t)\right) \\ &+ e^{\frac{Pe(1+\gamma t_{adv})}{2}} \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{Pet_{adv}}{4t}}(1+\gamma t)\right) \end{aligned} \right\} \quad \text{Équation 13}$$

$$\text{où } \gamma = \frac{1}{t_{adv}} \sqrt{1 - \frac{4t_{adv}}{TPe}} \quad \text{Équation 14}$$

et $DM(t)$ est le modèle dispersif à un seul chemin donné par :

$$DM(t) = \frac{Q}{m} \frac{1}{t \sqrt{\frac{4\pi t}{t_{adv}Pe}}} e^{-\frac{t_{adv}Pe}{4t} \left(1 - \frac{t}{t_{adv}}\right)^2} \quad \text{Équation 15}$$

Cette solution a été ajoutée aux solutions disponibles par défaut dans le logiciel Trac v1.6.9. L'outil Trac permet également de simuler plusieurs chemins indépendants en sommant les contributions de chaque chemin.

Calage du modèle Trac sur les données Pertes du Doubs>Loue

Nombre de chemins indépendants : Le modèle utilisé présente au plus 4 paramètres de calage pour un seul chemin. Ce nombre de paramètre passe à (au plus) 9 en simulant la convergence de 2 chemins indépendants, en intégrant ici un paramètre de répartition entre les 2 chemins (noté « poids », exprimé en %). Seules les restitutions observées à la Loue Canal et Vasque depuis la perte de Frambourg nécessitent de proposer 2 chemins indépendants, un seul chemin a pu être utilisé pour les autres transferts.

Nombre de Peclet (Pe) : Pe est le paramètre qui va contrôler dans ce modèle la dynamique de montée de la courbe de restitution, la décroissance de la courbe étant plus contrôlé par le paramètre T_{exp} . Le diagnostic h_{mod}/t_{mod} (Figure 45) montre que le nombre de Péclet est de l'ordre de cent à quelques centaines, ce qui est une valeur fréquemment observée pour des tracages dans des réseaux karstiques. Il a été choisi de limiter le nombre de valeur possible pour ce paramètre afin de ne pas introduire trop de variabilité dans l'ensemble des paramètres et mieux comparer les résultats. Plusieurs essais ont permis d'identifier 2 valeurs pouvant reproduire l'ensemble des résultats. Ce paramètre n'est pas très sensible, mais il est tout de même nécessaire de distinguer 2 gammes de valeurs distinctes (200 et 480) pour reproduire chaque restitution.

Les autres paramètres ont été optimisés par le logiciel Trac en maximisant le critère de Nash. La valeur de a_{DM} a été fixée à 0 dès lors que l'optimisation proposait une valeur négligeable (de quelques %), ce qui permet de reproduire un modèle plus simple où l'ensemble du nuage de traceur est concerné par le stockage temporaire. Cet ajustement est réalisé sur l'ensemble des points constituant la restitution à Loue Vasque et Loue Canal, et sur les points non influencés par la crue survenant à 7.6 j depuis l'injection pour l'exutoire du Moulin Miguet.

Annexe 3.2 : Multi-traçage septembre-octobre 2018 - Extrait du rapport Cabinet Reillé (2018)

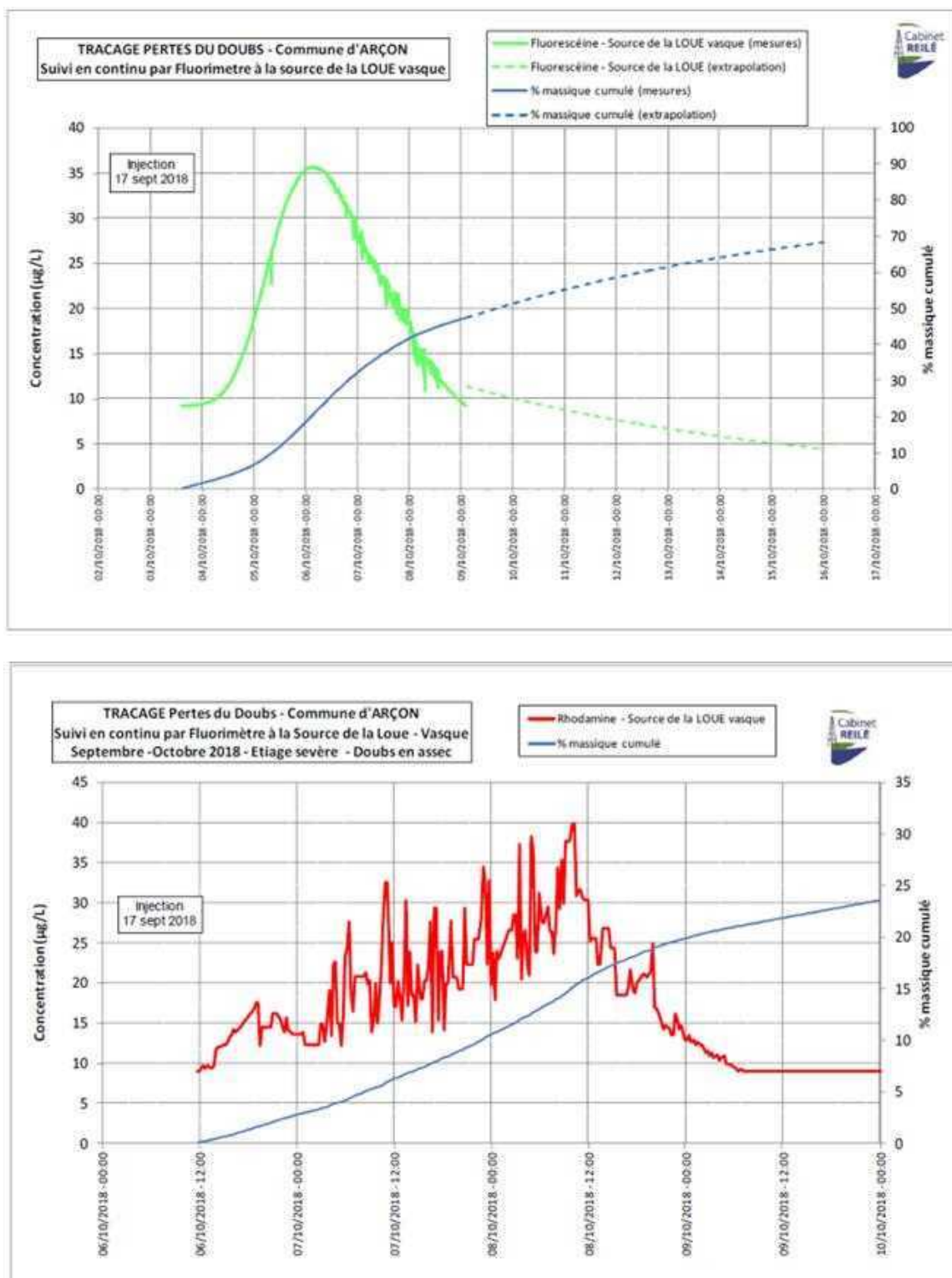


Figure 129: Courbes de restitution des traceurs à la source du Loue (vasque) lors du traçage des pertes du Doubs de 2018 (Cabinet Reillé, 2018)

Annexe 3.3 : Multi-traçage septembre 2022 - Extrait du rapport RB Hydro Environnement (2022)

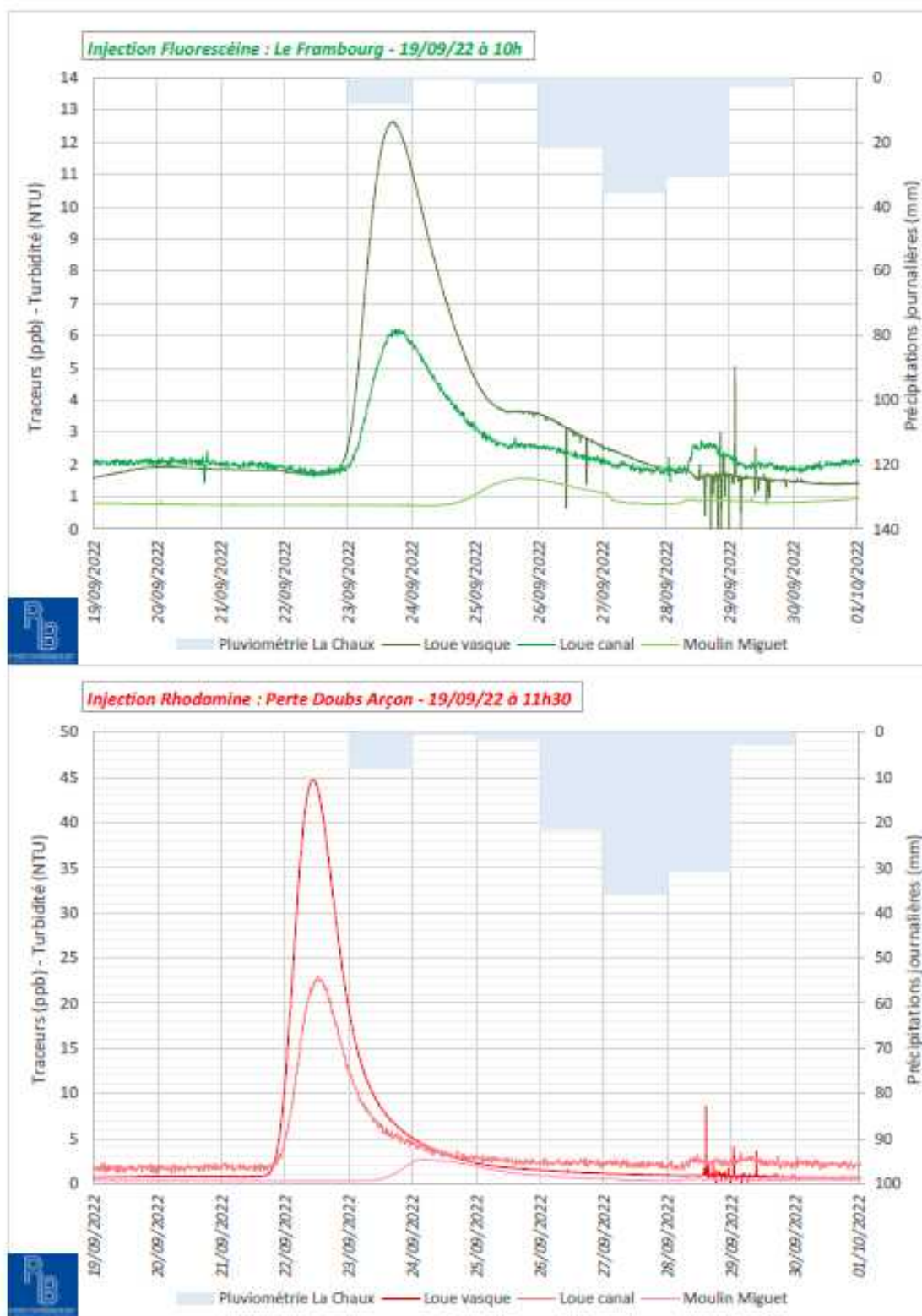


Figure 130 : Courbes de restitution du multi-traçage Pertes du Doubs-> sources de la Loue de septembre 2022 aux 3 émergences de Loue vasque, Loue canal, et Moulin Miguet

Annexe 3.4 : Résultats des simulations par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs et le Loue

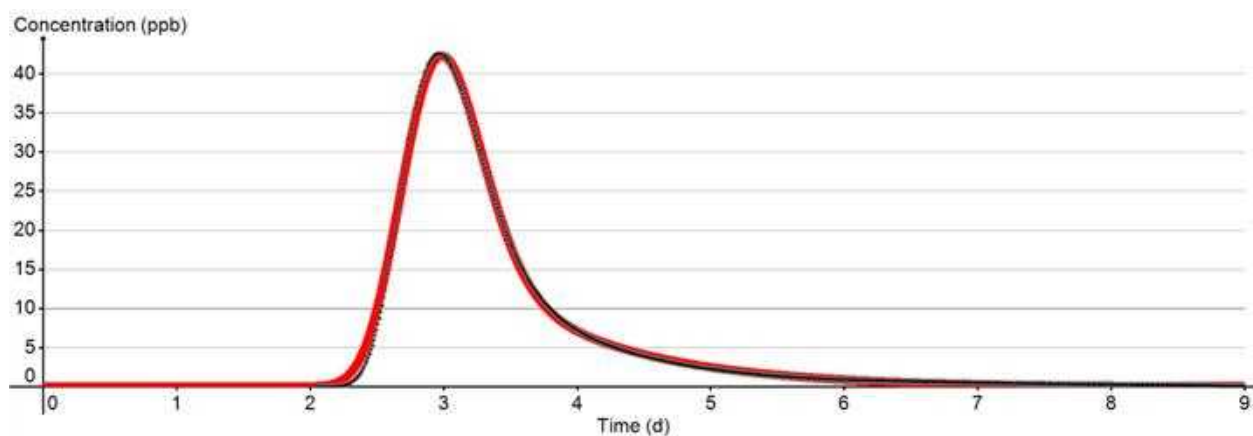


Figure 131 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire de la Loue Vasque ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.

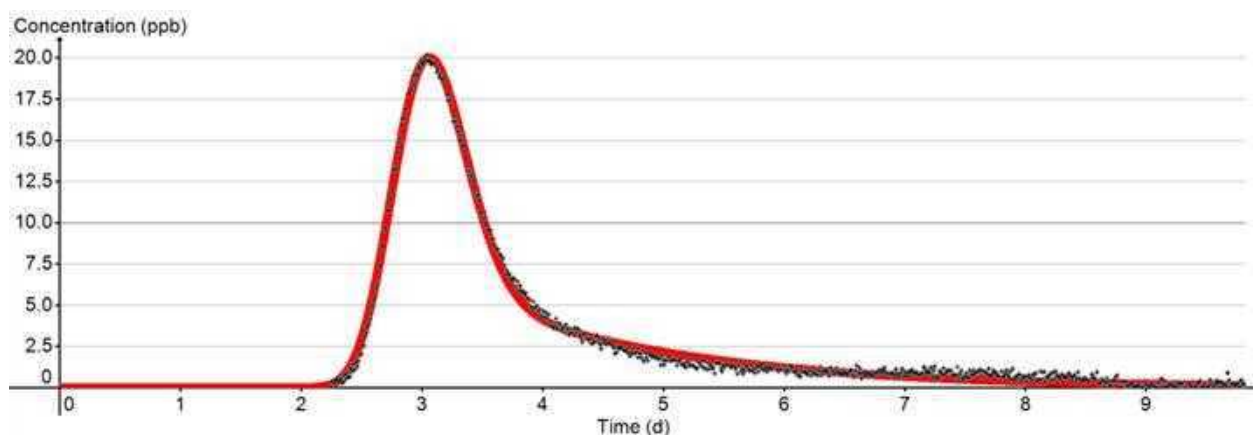


Figure 132 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire de la Loue Canal ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.

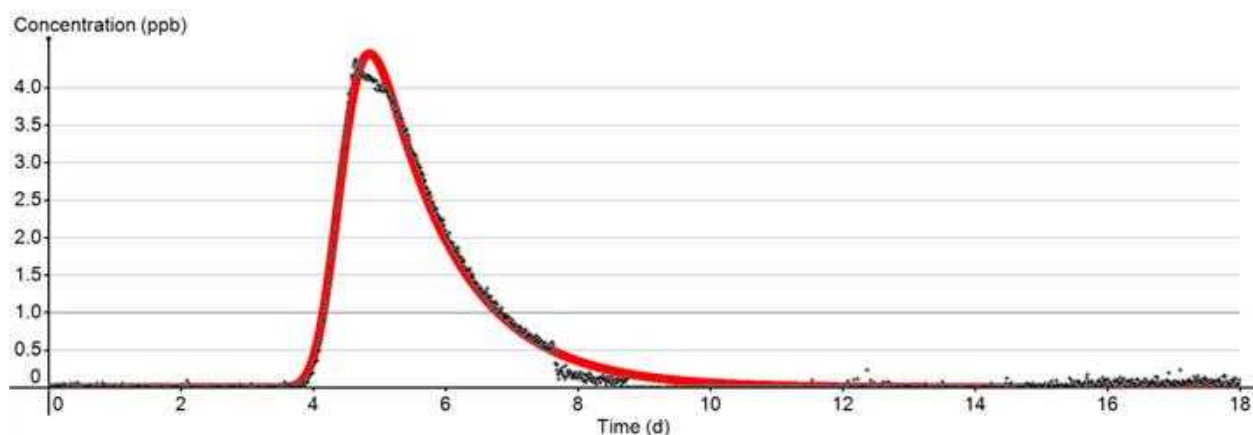


Figure 133 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire du Moulin Miguet ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.

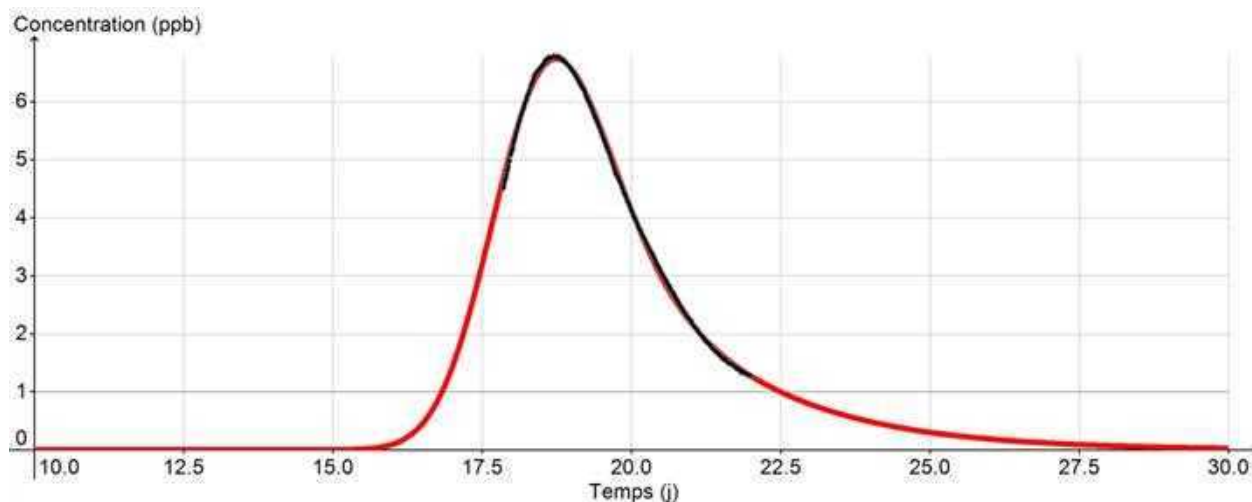


Figure 134 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2018 (données Cabinet Reilé) entre les pertes du Doubs en aval d'Arçon et l'exutoire de la Loue vasque ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.

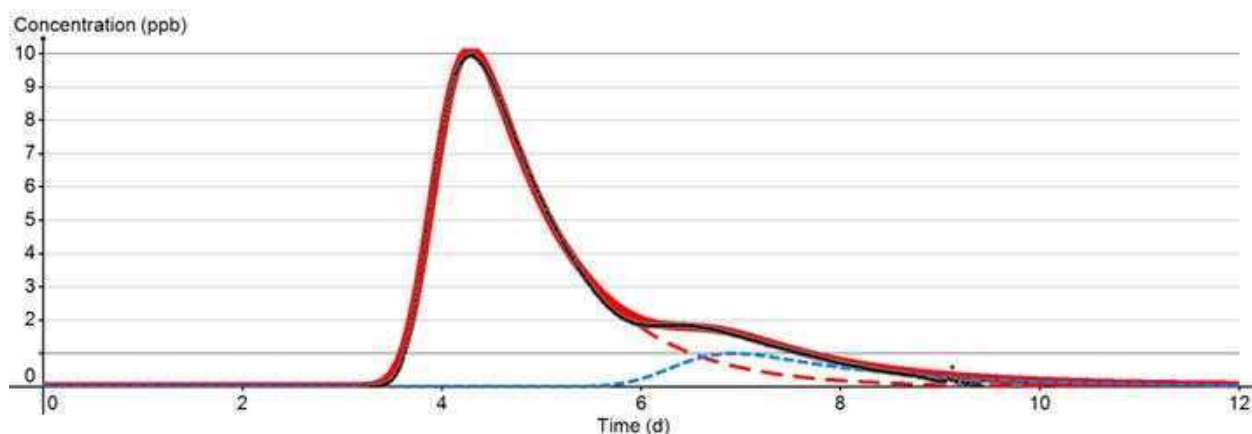


Figure 135 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre le puits perte de Frambourg et l'exutoire de la Loue Vasque ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue – la courbe simulée est issue de la somme des contributions de 2 chemins indépendants (en tiretets rouges et bleus)

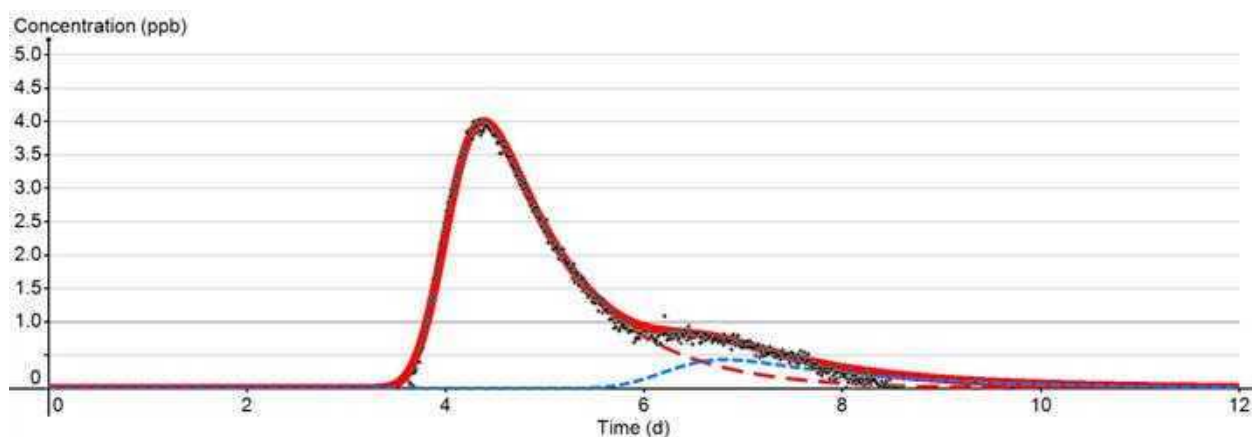


Figure 136 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre le puits perte de Frambourg et l'exutoire de la Loue Canal ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue – la courbe simulée est issue de la somme des contributions de 2 chemins indépendants (en tiretets rouges et bleus)

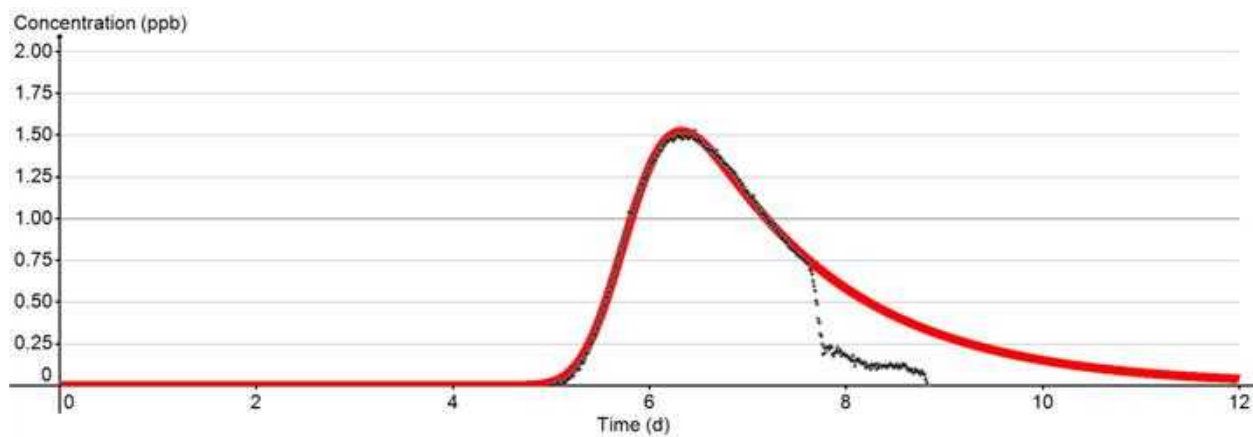


Figure 137 : Résultat de la simulation par le logiciel Trac et le modèle EDM du traçage de 2022 entre le puits perte de Frambourg et l'exutoire du Moulin Mignet ; les observations sont représentées par les symboles noirs et les simulations par une courbe rouge continue.

Annexe 4

Détails des méthodes basées sur les gaz nobles et les gaz anthropiques (CFC/SF6) dissous

Gaz rares dissous (Ar,Ne) et l'azote (N2)

Les calculs ont été effectués à l'aide du modèle conceptuel Unfraction Air (UA), selon la méthodologie décrite par Aeschbach-Hertig et Solomon (2013). Ce modèle simple ne considère pas le dégazage, la concentration du gaz dissous (i) est donnée par :

$$C_i(T_{GN}, S, P, EA) = C_i^*(T_{GN}, S, P) + EA \cdot z_i \quad \text{Équation 16}$$

où EA est la concentration d'air sec en excès dissous dans l'eau ; z_i la fraction volumique du gaz i dans l'air sec (calculée avec x_i , la fraction molaire du gaz considéré) et C_i^* est la concentration d'équilibre de solubilité dans l'air humide à la température de recharge (T_{GN} en °K), la salinité (S ‰) et la pression (P_{atm}) qui est fonction de l'altitude de recharge (Heaton et Vogel, 1981).

Dans le but de faciliter l'analyse des résultats, une procédure automatisée de calcul des paramètres (T, EA) a été développée sous Python en s'inspirant de l'optimisation paramétrique initialement proposée par Aeschbach-Hertig et al., 1999 et Ballentine et Hall, 1999. La procédure de calcul pour l'argon et l'azote ($i = \text{Ar} ; \text{N}_2$) cherche à minimiser la fonction « objectif » suivante :

$$C^2 = \sum_i \frac{(C_i - C_i^{mod})^2}{\sigma^2} \quad \text{Équation 17}$$

Où C_i est la concentration mesurée dans l'eau et σ l'incertitude analytique du laboratoire et C_i^{mod} est la concentration modélisée suivant l'équation suivante :

$$C_i^{mod} = (\beta_i / 22,4 \times x_i \times (P - p_{H_2O})) + (x_i / V_M \times EA / 1000) \quad \text{Équation 18}$$

où β_i est le coefficient de dissolution de Bunsen, x_i la fraction molaire du gaz dans l'air sec, P la pression (atm), p_{H_2O} la pression d'humidité (atm), V_M le volume molaire du gaz (L/mol) et EA l'excès d'air (cm³ STP/kg).

$$\ln \beta = a_1 + a_2 \times (100 / T_{GN}) + a_3 \times \ln(T_{GN} / 100) + S \times [b_1 + b_2 \times (T_{GN} / 100) + b_3 \times (T_{GN} / 100)^2] \quad \text{Équation 19}$$

où a et b sont des constantes pour le calcul de Bunsen (Weiss, 1971, 1970), T la température de recharge (en °K) et S la salinité (‰).

La pression de vapeur de l'eau P_{H_2O} (atm) est calculée en utilisant l'équation suivante :

$$P_{H_2O} = \exp(24.4543 - 67.4509 \times (100 / T_{GN}) - 4.8489 \times \log(T_{GN} / 100) - 0.000544 \times S) \quad \text{Équation 20}$$

La pression atmosphérique est estimée par l'équation suivante (pour une altitude de recharge inférieure à 3000 m) :

$$P = \exp(-H / 8300) \quad \text{Équation 21}$$

Où H est l'altitude de recharge (m).

Gaz dissous anthropiques

Brièvement présenté ci-après, la méthode de datation des eaux se base sur la mesure des gaz dissous contenu dans l'eau à l'état de trace : les composés halogénés CFC-11 (trichlorofluorométhane), CFC-12 (trichlorodifluorométhane), et CFC-113 (trichlorotrifluorométhane) ainsi que le SF₆ (hexafluorure de soufre). Les gaz CFC ont été produits industriellement à partir des années 1930, avec une large utilisation dans les années 1950 à 1960 avant d'être interdits en 1987 (accords du protocole de Montréal) car les CFC sont en effet des gaz destructeurs de la couche d'ozone. Les CFC étaient utilisés dans les fluides réfrigérants et les solvants tandis que le SF₆ est utilisé principalement pour ses capacités isolantes par l'industrie d'énergie électrique¹⁹, dans les accélérateurs et la production du double vitrage. La production industrielle du SF₆ a débuté en 1953. Le SF₆ est principalement d'origine anthropique mais, contrairement aux CFC, il existe également une production géogénique de ce gaz, estimé à 1% à l'échelle mondiale mais qui peut représenter, localement, un apport plus important. La comparaison des teneurs des différents gaz dissous dans l'eau par rapport aux teneurs connues dans l'atmosphère²⁰ (cf. Figure 138) permet d'estimer l'âge apparent (date d'infiltration) ou un temps moyen de séjour de l'eau dans les aquifères. **L'analyse des gaz dissous (CFC et SF₆) dans les eaux souterraines permet de dater des eaux relativement jeunes**, c'est-à-dire infiltrées postérieurement aux premières émissions atmosphériques (>1930).

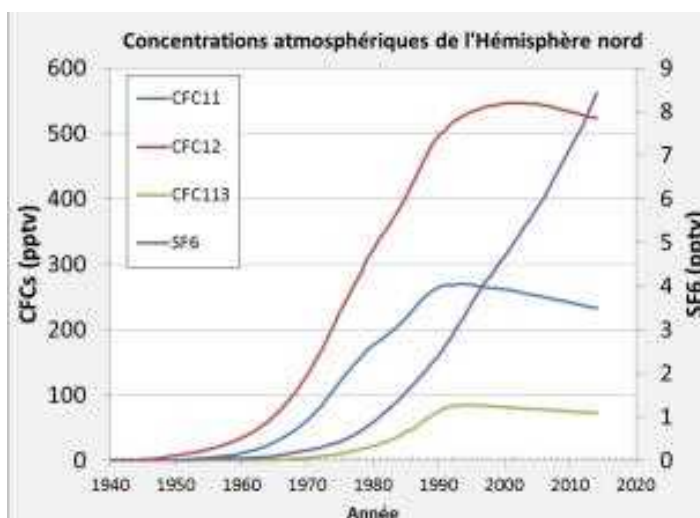


Figure 138 : Chroniques des concentrations des CFC et SF₆ dans l'air (NOAA/PMEL, John.L.Bullister@noaa.gov)

L'intérêt de l'utilisation des CFCs et du SF₆ repose principalement sur leur origine et leurs propriétés physico-chimiques (IAEA, 2006):

- Un temps de résidence atmosphérique élevé²¹ ;
- Une homogénéité des concentrations atmosphériques pour chacun des hémisphères ;
- Aucune production naturelle, sauf pour le SF₆ dans des cas particulier ;

¹⁹ 80 % du SF₆ produit dans le monde est utilisé dans les disjoncteurs à haute tension et dans les postes électriques sous enveloppe métallique

²⁰ Les chroniques d'entrées pour les CFC et le SF₆ sont celles produites par John Bullister (NOAA/PMEL, John.L.Bullister@noaa.gov)

²¹ Les temps de vie dans l'atmosphère des CFC-11, CFC-12 et CFC-113 sont respectivement estimés à 45 ± 7,87 ans, 87 ± 17 ans et 100 ± 32 ans (Volk et al., 1997)

- Une bonne stabilité chimique dans le sol et dans l'eau.

Les traceurs gazeux présents dans l'atmosphère passent la zone non saturée des hydrosystème selon un transport diffusif avant d'entrer dans l'eau souterraine sous forme de gaz dissous.

La concentration d'un gaz dissous dans l'eau à l'équilibre avec l'atmosphère est régie par la loi de Henry qui définit la solubilité des gaz :

$$C^*_i = K_{Hi} p_i \quad \text{Équation 22}$$

Les constantes de solubilité (constante de Bunsen à 1atm, volume de gaz absorbé par unité de volume de solution à une pression partielle de 1 atm, $KH@1atm$) sont fonction de la température (T en °K) et de la salinité des eaux (S) :

$$\ln K_{Hi} = A1 + A2 (100/T) + A3 \ln(T/100) + S\% [B1 + B2 (T/100) + B3 (T/100)^2] \quad \text{Équation 23}$$

Les coefficient (A1, A2, A3, B1, B2 et B3) pour les gaz ont été déterminés par Warner & Weiss, 1985 ; Bu & Warner 1995 ; Bullister et al., 2002.

Dans l'équation 22, la pression partielle du gaz considéré (p_i) est fonction de la fraction molaire du gaz dans l'air (x_i), de la pression atmosphérique (P) et de la pression partielle de vapeur d'eau (P_{H2O}) :

$$p_i = x_i (P - p_{H2O}) \quad \text{Équation 24}$$

La pression P est fonction de l'altitude et la pression partiel p_{H2O} est fonction de la température.

La concentration d'équilibre (C^*_i) entre l'atmosphère et l'eau est donc fonction de T, P et S^* :

$$C^*_i(T, S, P) = C_i / (P - p_{H2O}) * \exp^{(K_{Hi})} \quad \text{Équation 25}$$

avec C_i la concentration molaire du gaz dissous, P la pression atmosphérique, p_{H2O} la pression partiel de la vapeur d'eau, K_{Hi} les coefficients de solubilité de Bunsen, fonction de la température et de la salinité.

De nombreuses études ont montré que les concentrations en gaz dissous (gaz nobles surtout) dans les eaux souterraines se situent presque toujours au-dessus de l'équilibre de solubilité attendue avec l'atmosphère. Pour une nappe libre, la cause de l'excès d'air est liée à la présence de petites bulles d'air piégées dans la zone quasi-saturé (frange capillaire) située au-dessus de la nappe phréatique (Faybishenko, 1995).

La composition élémentaire du gaz en excès par rapport à l'équilibre de solubilité (expression courante : « excès d'air » Heaton et Vogel, 1981) est supposée être d'origine atmosphérique. Il peut être décrit par le volume A d'air sec injecté par gramme d'eau. L'expression 25 devient :

$$C_i(T, S, P) = C^*_i(T, S, P) + A * z_i \quad \text{Équation 26}$$

Avec A le volume (STP) d'air sec et z_i la fraction volumique du gaz i dans l'air sec.

L'équation 25 permet de définir le modèle dit « UA model » (Unfractionated Air model) également utilisé par les gaz rares (Stute et al. 1995).

La méthode de datation des eaux par l'utilisation des CFCs et du SF6 est conditionnée par plusieurs hypothèses :

- (1) la température et l'altitude de recharge sont connues (ou peuvent être estimées) ;
- (2) la pression partielle des gaz dans la zone d'infiltration (zone non saturée) est identique à celle des couches de la troposphère et l'eau de recharge est en équilibre avec l'atmosphère de la zone d'infiltration ;
- (3) les concentrations des gaz dissous dans l'eau n'est pas altérée par des processus biologiques, géochimiques ou hydrologiques;
- (4) l'aquifère ou la zone d'infiltration n'est pas contaminées par des sources anthropiques (pollutions urbaines, agricoles, industrielles);
- (5) la méthode de prélèvement ne doit pas permettre de contact entre l'échantillon d'eau et l'atmosphère.

La température de recharge est un paramètre important pour le calcul des âges apparents.

La température de recharge peut être estimée à partir des données climatologiques, elle est alors souvent considérée comme égale à la température moyenne de l'air au niveau de la zone de recharge. On considère parfois la température moyenne des eaux de l'aquifère. Lorsque la pluie efficace est connue ou estimée, la température moyenne de l'eau de recharge peut être calculée en considérant les températures moyennes mensuelles de l'air et les cumuls mensuels de pluie efficace.

La méthode de datation avec les CFC et SF6 est relativement peu sensible à l'altitude de recharge. Toutefois, une augmentation de l'altitude moyenne de recharge peut entraîner une diminution de la température de l'eau de recharge. Pour les sites où la recharge peut se produire à des altitudes nettement supérieures à l'altitude de la nappe phréatique et, par conséquent, à des températures inférieures de recharge, une analyse de sensibilité est généralement effectuée.

L'épaisseur de la zone non saturée où se produit le transfert massique de l'eau vers l'aquifère peut fausser les estimations de l'âge de l'eau des aquifères (Busenberg et al, 1993 ; Cook et Salomon, 1995). En effet, l'air contenu dans la zone non saturée échange en permanence avec l'eau poreuse ce qui peut retarder la mise à zéro du compteur de datation lorsque l'eau arrive dans l'aquifère. Pour une ZNS de 10 m, l'âge de l'eau souterraine peut être surestimé de 1 à 2 ans (Cook et Salomon, 1995). L'erreur d'estimation des âges en fonction de l'épaisseur de la ZNS dépend également du type et de la teneur en eau du sol et également des modalités de transfert (présence ou absence d'une double porosité).

Dans les climats arides où la zone d'infiltration (zone non saturée) peu s'assécher entre les épisodes de recharges, Russel et Thompson (1983) ont montré que les CFCs pouvaient s'adsorber sur la matière organique des sols secs, l'adsorption du CFC11 étant privilégiée par rapport au CFC12 en raison de plus faibles teneurs en fluor. L'effet de sorption est minimal pour le CFC-113 et nul pour le SF6. Au moment de la recharge, l'humidité du sol favorise le relargage des CFCs adsorbés dans l'air du sol ce qui conduit à enrichir les concentrations au-delà des concentrations d'équilibre air-eau. Puisque le CFC11 est plus fortement adsorbé sur la matière organique des sols secs, les concentrations en CFC11 de l'eau recharge sont plus fortes que les concentrations en CFC12. Dans les zones arides, ce mécanisme de sorption-désorption sur la matière organique peut conduire à tort, à des âges apparents plus jeunes, notamment pour le CFC11.

La dégradation microbienne affecte les concentrations en CFC en milieu anoxique (CFC11 affecté d'un facteur 10 par rapport au CFC-12 et CFC-113, Cook et al 1995 et Oster et al. 1996).

La séquence de dégradation des CFC est la suivante : CFC-11>CFC-113>CFC-12. Le SF6 n'est pas affecté par ce phénomène.

La contamination locale de l'atmosphère par un ou plusieurs gaz en raison d'une source de pollution (production) du ou des gaz (proximité d'un milieu urbain, de sites de rejets des eaux usées ou de décharges officielles ou sauvages (vieux réfrigérateurs ou climatiseurs, récipient en plastique, propulseur aérosols, voiture...). Certains effluents d'eaux usées peuvent présenter des concentrations en CFC d'un ordre de grandeur supérieur aux concentrations attendues par l'équilibre air-eau.

En l'absence de pollution locale, la comparaison des teneurs des différents gaz dissous par rapport aux teneurs connues dans l'atmosphère permet d'estimer un temps moyen de séjour de l'eau dans les aquifères ou l'estimation de l'âge apparent (date d'infiltration). L'âge « CFC » d'une eau souterraine est en fait l'âge moyen d'un mélange de nombreux écoulements élémentaires. La datation des eaux souterraines ne peut donc se limiter uniquement à déterminer un âge. C'est toute une répartition des âges qu'il faut déterminer. **Pour permettre une datation des eaux souterraines, il est donc essentiel de définir le modèle conceptuel interprétatif.**

Trois types de modèle interprétatifs sont généralement considérés par les auteurs dans la littérature : modèle piston (PFM), Modèle exponentiel (EM), et modèle de mélange binaire.

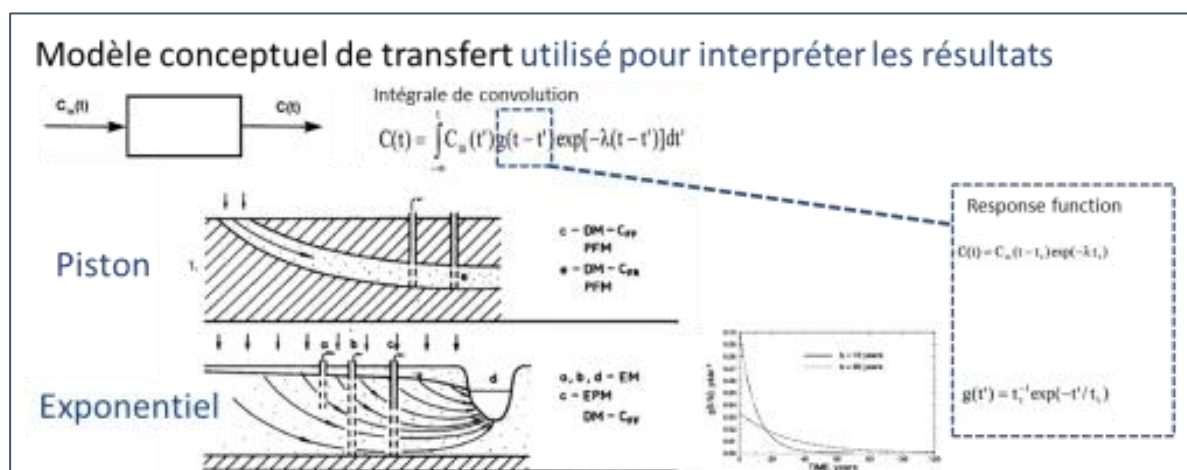


Figure 139 : Modèle de transfert couramment utilisé pour interpréter les résultats CFCs (d'après Maloszewski et Zuber, 1982)

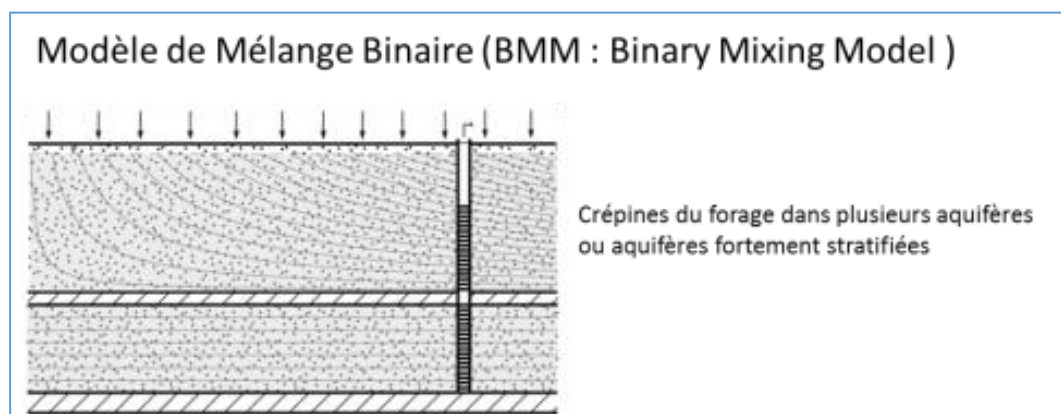


Figure 140 : Illustration conceptuelle du modèle binaire de mélange (d'après Jurgen et al, 2012, USGS report 4-F3)

Les estimations des âges de l'eau reposent donc sur l'utilisation de modèle de transfert (cf. Figure 139, Maloszewski et Zuber, 1982) :

- **le modèle piston (PFM)** suppose le déplacement du fluide sans modification de la teneur (modèle convectif). C'est le modèle le plus simple qui permet d'attribuer un âge apparent sans définir de distribution des temps de séjour. Seuls des dates de recharge postérieures aux années 50 pourront être proposées par l'utilisation des gaz dissous ;
- **le modèle exponentiel (EM)** attribue une forme exponentielle décroissante à la distribution des temps de séjour de l'eau. Ce modèle ne nécessite qu'un paramètre : le temps moyen de séjour. Ce modèle correspond à la distribution des temps de séjour obtenue par un bilan de masse pour un réacteur discontinu à mélange parfait. Dans le cas d'un aquifère, ce modèle s'interprète comme la résultante sur une verticale de multiples lignes d'écoulements ayant une distribution exponentielle des âges en fonction de la profondeur. A l'échelle de l'aquifère, il peut donc s'interpréter comme le résultat d'une dispersion d'origine hydrodynamique.
- **Le modèle de mélange binaire (BMM)** suppose que l'eau étudiée est constituée d'un mélange de deux eaux d'âges différents. Un des pôles du mélange peut être ancien (anté ou post-traceur), l'autre pôle de mélange étant actuel. Le mélange binaire est supposé se produire dans le forage au moment du pompage (cf. Figure 140)

Compte tenu de l'importante variabilité géologique et hydrodynamique des aquifères, les trois modèles décrits ci-dessus peuvent être envisagés pour décrire un même système. Le choix du modèle pour chaque point de mesure se fait en plusieurs étapes. La première est la vérification de l'adéquation des quatre traceurs avec l'un des modèles (dans le cas où aucune dégradation ou contamination n'est observée).



Figure 141 : Système de prélèvement utilisé pour les CFC et SF₆

Source : IAEA, 2006

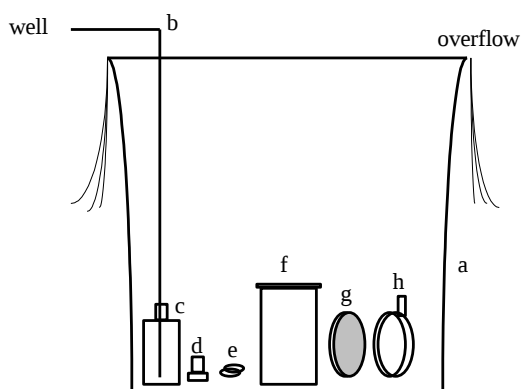


Figure 142 : Schéma du système de prélèvement de l'eau pour analyses de CFC et SF₆ ; Nota : Sur l'illustration précédente : a) récipient en métal, b) tuyau de prélèvement, c) flacon de verre, d) bouchon de verre, e) clip métallique pour bloquer le bouchon, f) récipient métallique, g) couvercle du récipient métallique, h) bloqueur couvercle métallique.

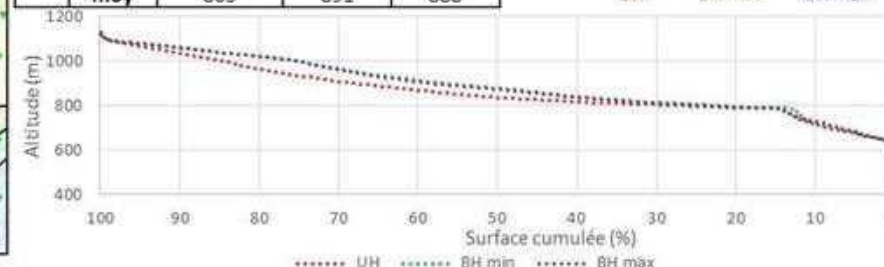
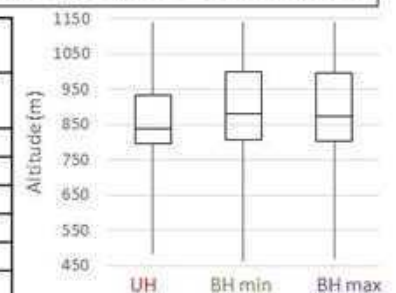
Annexe 5

Carte des zones de recharge des principaux hydrosystèmes



Bassin hydrogéologique – Résurgence du Moulin Miguet

	UH	BH 1	BH 2
Surface totale (km2)	39,5	43,2	48,3
Altitude (m)	min	482	461
	q1	798	808
	med	838	880
	q3	935	1000
	max	1139	1139
	moy	863	891



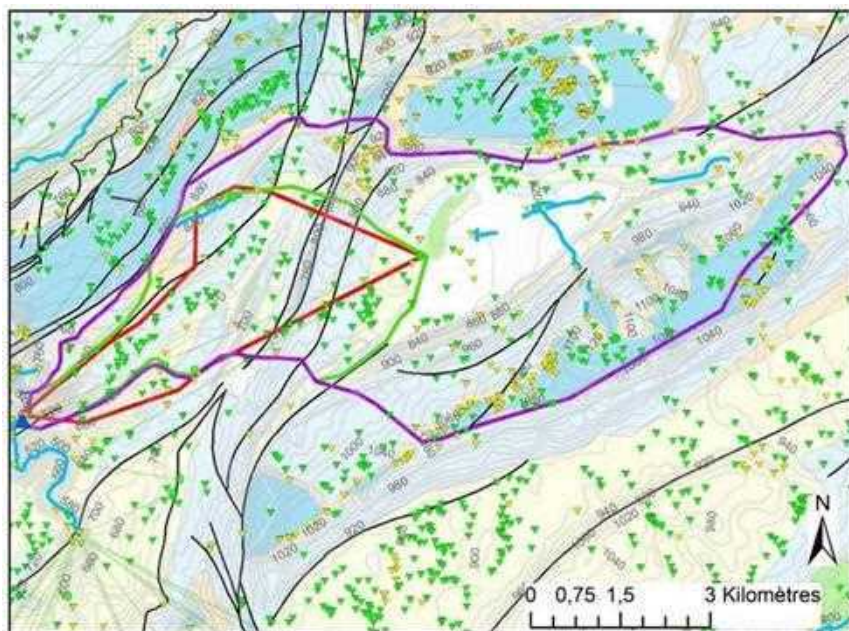
Légende

- ▲ Résurgence Moulin Miguet
- ▼ Indices karstiques
- ▼ Cavités Doubs
- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Cours d'eau Topage**
 - intermittent
 - permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m
- Bassin hydrogéologique**
 - Résurgence Moulin Miguet min
 - Résurgence Moulin Miguet max
 - Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.
- Faillies**
 - Faille observée
 - - - Faille supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (% surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur	1,7	1,9	1,7
Calcaire Crétacé inférieur	0,8	0,8	0,7
Calcaire, Aq Malm	50,5	48,3	47,7
Marnes Jurassique supérieur	17,2	16,5	16
Marnes Oxfordien	8,1	8,7	9,2
Calcaire, Aq Dogger	8,5	12	14
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias			
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autres (Moraines, éboulis)	13,2	11,8	10,7

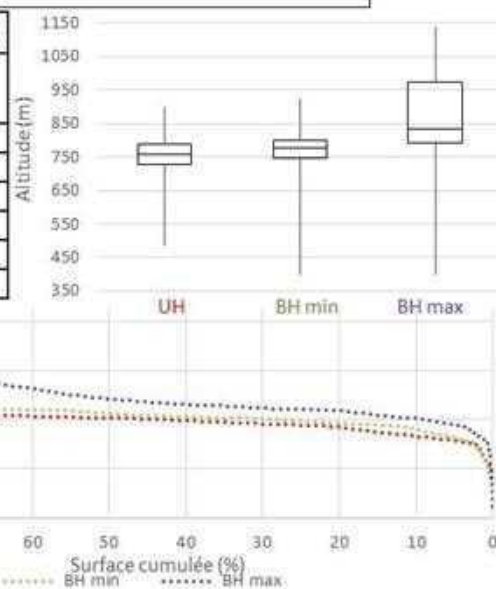
Débit (m3/s)	
BE Reilé (07/1998)	0,005
HE Reilé (02/1999)	0,83

Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000, mnt RGEALTI 5m, BD Cavité BRGM, atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs, BD traçages DREAL BFC



Bassin hydrogéologique – Source du Pontet

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km2)	9,5	12,9	43,3
Altitude (m)			
min	486	398	398
q1	729	745	791
med	759	776	835
q3	787	801	972
max	897	923	1139
moy	753	772	876



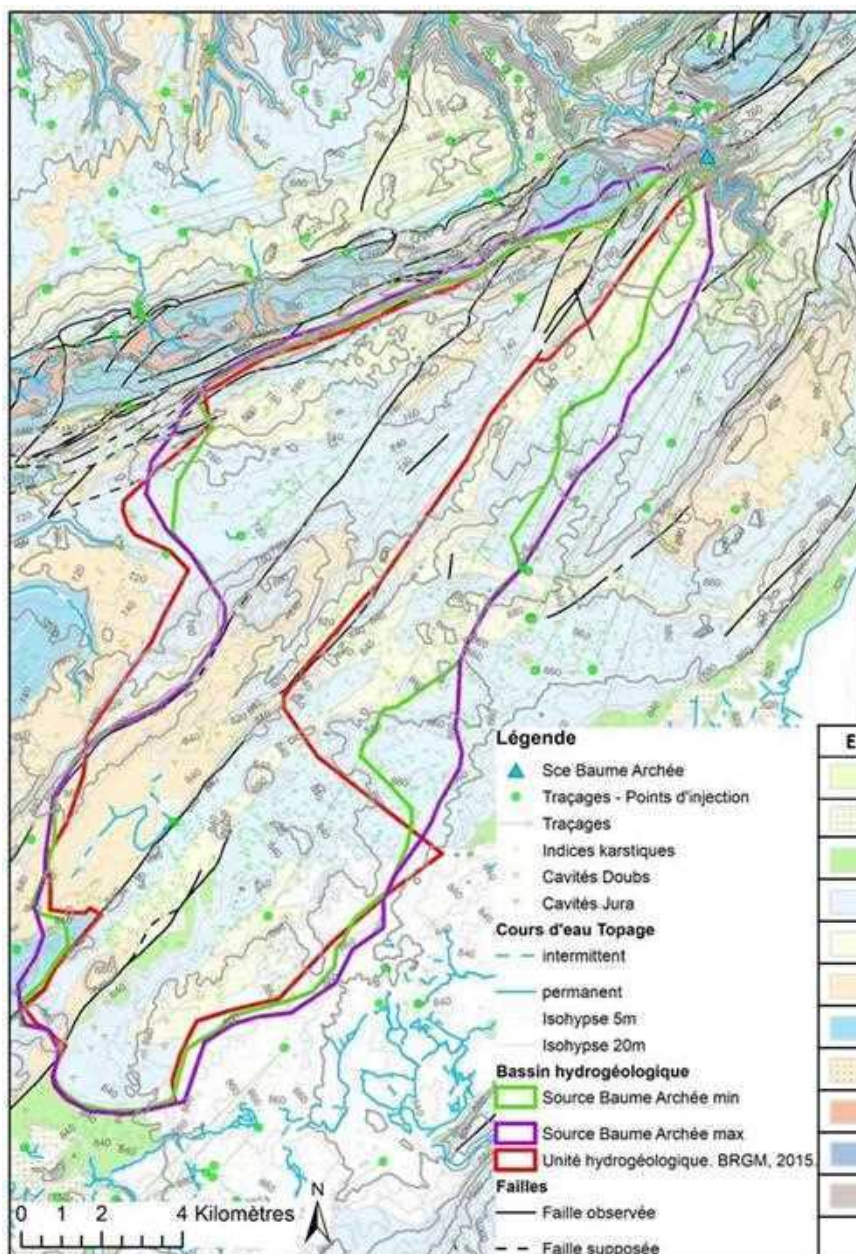
Légende

- ▲ Source du Pontet
- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- ▼ Indices karstiques
- ▼ Cavités Doubs
- Cours d'eau Topage**
 - intermittent
 - permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m
- Bassin hydrogéologique**
 - Source du Pontet min
 - Source du Pontet max
 - Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.
- Faillies**
 - Faille observée
 - - - Faille supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (% surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur			1,8
Calcaire Crétacé Inférieur	0,7	0,5	0,9
Calcaire, Aq Malm	57,9	58,8	47,1
Marnes Jurassique supérieur	25	21,8	14,6
Marnes Oxfordien	9,5	12,3	12,1
Calcaire, Aq Dogger	2,6	2,2	11,7
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias			
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autres (Moraines, éboulis)	4,3	4,4	11,8

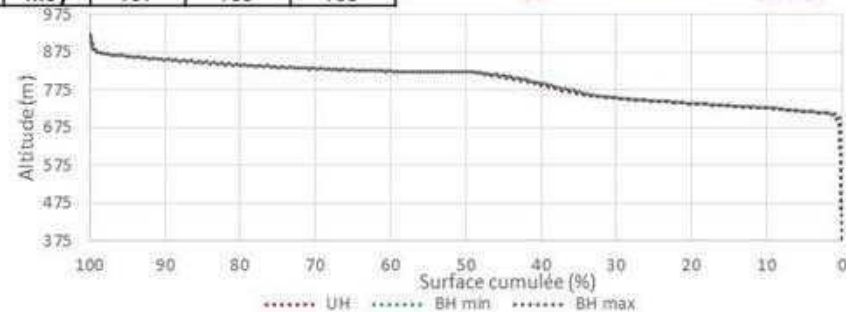
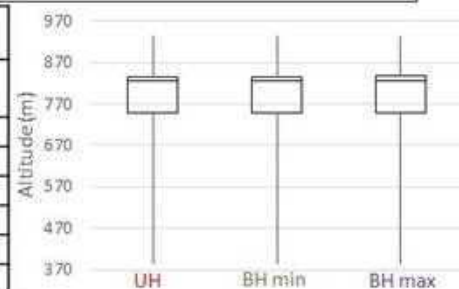
Débit (m3/s)

BE Reilé (07/1998)	0,01
HE Reilé (02/1999)	12

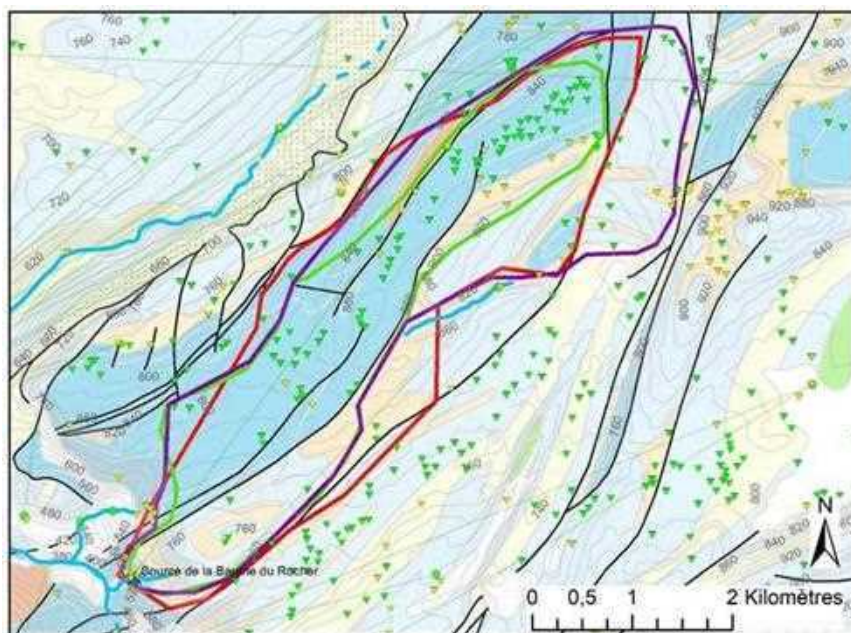


Bassin hydrogéologique – Source de la Baume Archée

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km2)	130	157	180
Altitude (m)			
min	383	383	383
q1	747	748	747
med	824	824	824
q3	835	836	838
max	933	933	933
moy	797	799	799

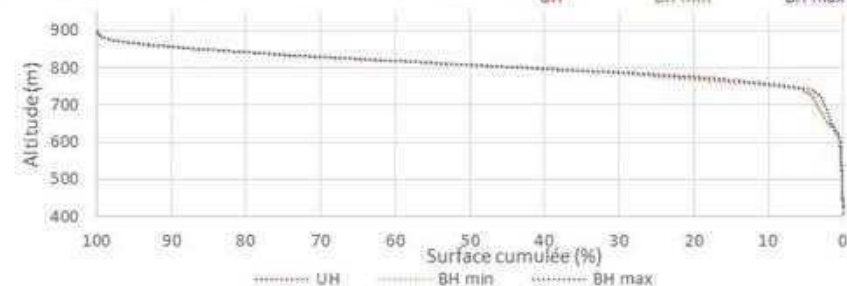
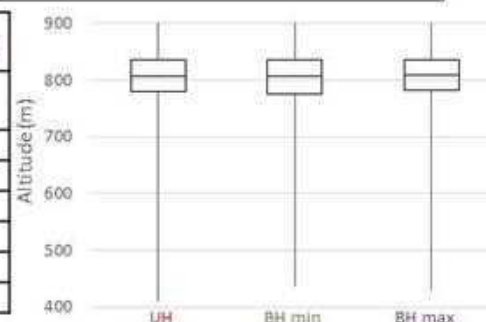


Ensembles hydrogéologiques	UH (% surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur	0,3	0,2	0,2
Calcaire Crétacé Inférieur	1,3	1	0,9
Calcaire, Aq Malm	54,5	50,6	51,2
Marnes Jurassique supérieur	16,9	24	22,5
Marnes Oxfordien	19,8	17,4	15,6
Calcaire, Aq Dogger	0,2	0,5	2,9
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias			
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autres	7,1	6,2	6,7



Bassin hydrogéologique – Source de la Baume du Rocher

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km2)	10,4	7,1	10,9
Altitude (m)			
min	410	437	431
q1	780	775	782
med	808	807	809
q3	835	837	836
max	900	900	900
moy	803	803	806



Légende

- Indices karstiques
- Cavités Doubs
- Traçages - Points d'injection
- Traçages

Cours d'eau Topage

- intermittent
- permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m

Bassin hydrogéologique

- Source de la Baume du Rocher min
- Source de la Baume du Rocher max
- Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.

Faillies

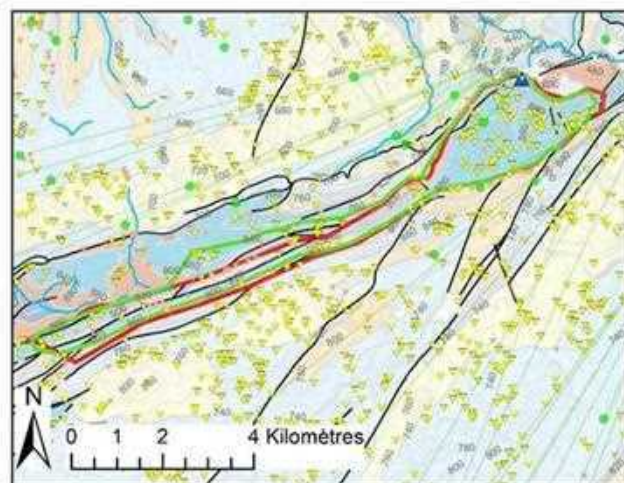
- Faillie observée
- Faillie supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (% surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur			
Calcaire Crétacé Inférieur			
Calcaire, Aq Malm	18,9	13,7	26,1
Marnes Jurassique supérieur			0,7
Marnes Oxfordien	19,8	15,4	14,6
Calcaire, Aq Dogger	59,3	69,8	56,7
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias	1,8	1	1,7
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autres	0,2	0,2	0,1

Débit (m3/s)

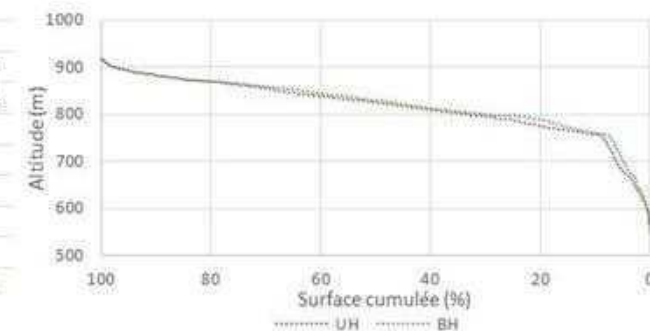
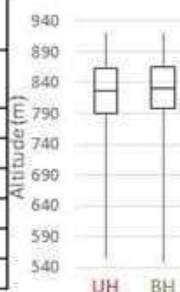
BE Reilé (07/1998)	0,005
HE Reilé (02/1999)	3,5

Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000; mnt RGEALTI 5m; BD Cavité BRGM; atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs; BD traçages DREAL BFC



Bassin hydrogéologique – Source de la Tuffière

	UH	BH
Surface totale (km ²)	10,4	11,3
Altitude (m)		
min	556	550
q1	789	798
med	827	831
q3	864	866
max	920	920
moy	818	823



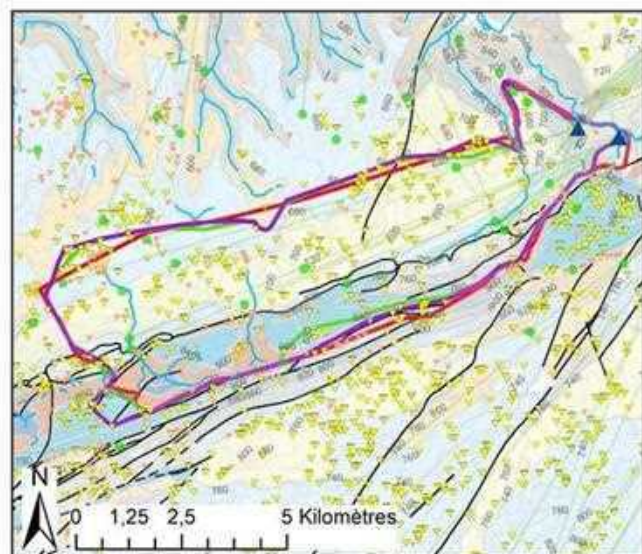
Légende

- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Cavités
- ▲ Indices karstiques
- ▲ Sce Tuffière Lods
- Cours d'eau Topage**
- intermittent
- permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m
- Bassin**
- Source Tuffière Lods
- Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.
- Faïlles**
- Faille observée
- - - Faille supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (%surface)	BH (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur		0,2
Marnes Crétacé inférieur	0,1	0,2
Calcaire Crétacé Inférieur	0,1	0,3
Calcaire, Aq Malm	4,4	3,3
Marnes Jurassique supérieur		
Marnes Oxfordien	12,4	6,0
Calcaire, Aq Dogger	80,8	84,8
Marnes Jurassique moyen		
Marnes Lias	2	5,2
Calcaire Jurassique inférieur		
Marnes Trias basal		
Autres (Alluvions, moraines glaciaires)	0,2	0,1

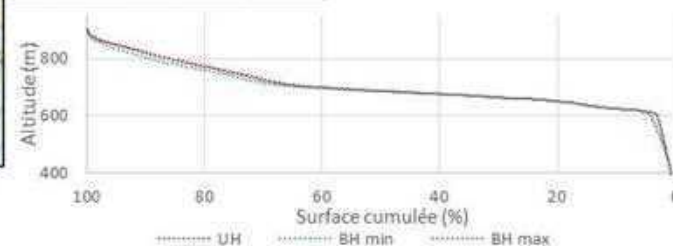
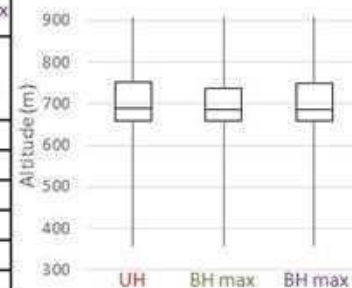
Débit (m ³ /s)	
BE Reilé (07/1998)	0,03
HE Reilé (02/1999)	3,1

Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000, mnt RGEALTI 5m, BD Cavité BRGM, atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs, BD traçages DREAL BFC



Bassin hydrogéologique – Sources Grande Baume et Bief Poutot

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km ²)	43,6	41	43,8
Altitude (m)			
min	357	359	358
q1	660	660	660
med	688	686	687
q3	753	738	749
max	908	908	908
moy	703	698	702



Légende

- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Cavités
- Indices karstiques

Cours d'eau Topage

- intermittent
- permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m

Bassin hydrogéologique

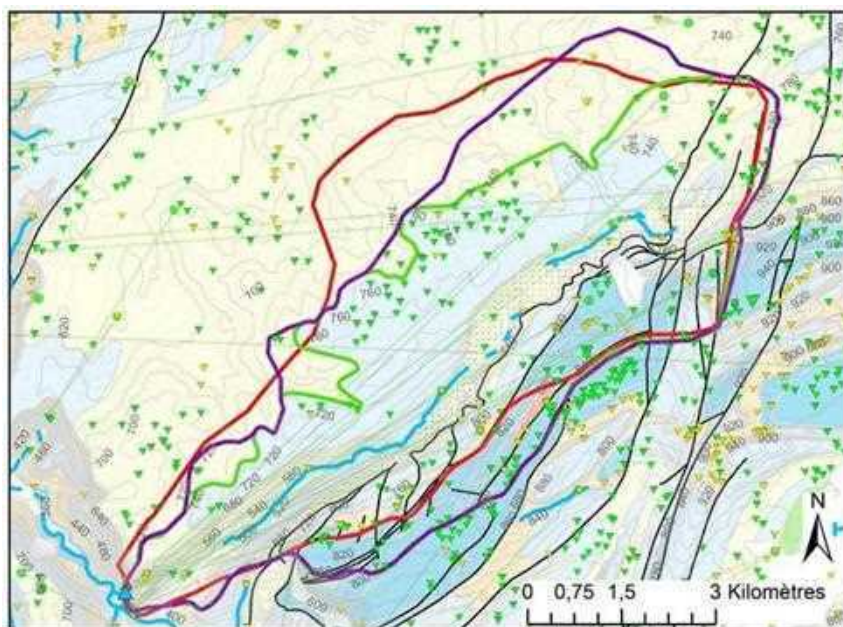
- Sources Grande Baume - Bief Poutot min
- Sources Grande Baume - Bief Poutot max
- Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.

Faïlles

- Faille observée
- - - Faille supposée

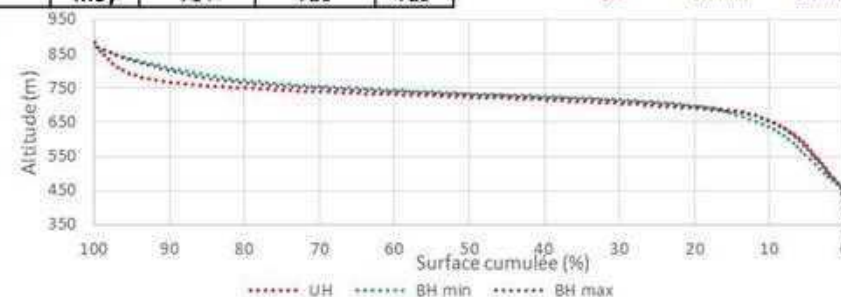
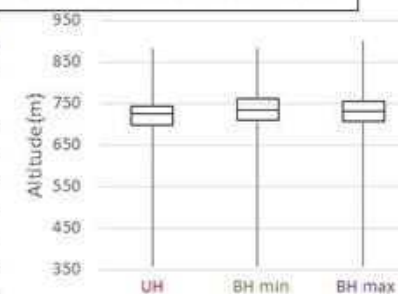
Ensembles hydrogéologiques	UH (%surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur	0,2		
Marnes Crétacé inférieur	1,3	1,4	1,3
Calcaire Crétacé inférieur	1,7	1,7	1,7
Calcaire, Aq Malm	28	29,7	29
Marnes Jurassique supérieur	4,2	45,2	43,6
Marnes Oxfordien	2,9	2,1	2
Calcaire, Aq Dogger	14,5	12	14,8
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias	7,1	6,6	6,4
Calcaire Jurassique inférieur	0,8	0,9	0,8
Marnes Trias basal			
Autres (Alluvions, moraines glaciaires)	0,5	0,2	0,2

Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000, mnt RGEALTI 5m, BD Cavitè BRGM, atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs, BD traçages DREAL BFC, débit hydroportail



Bassin hydrogéologique – Source du Grand Bief

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km ²)	42	35,7	42,3
Altitude (m)			
min	360	358	358
q1	698	709	706
med	724	734	731
q3	744	762	756
max	883	883	900
Moy	714	726	725



Légende

- ▲ Source Grand Bief
- ▼ Indices karstiques
- ▼ Cavités Doubs
- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Cours d'eau Topage**
- intermittent
- permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m
- Bassin hydrogéologique**
- Source Grand Bief min
- Source Grand Bief max
- Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.
- Faïlles**
- Faille observée
- - - Faille supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (% surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur	0,12	0,2	0,2
Marnes Crétacé inférieur	8,4	9,9	8,3
Calcaire Crétacé inférieur	1,4	1,6	1,37
Calcaire, Aq Malm	37	44,6	37,7
Marnes Jurassique supérieur	41,1	20,6	32,7
Marnes Oxfordien	2,4	2,8	2,4
Calcaire, Aq Dogger	7,1	17,3	14,9
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias		0,5	0,4
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autres		2,4	2

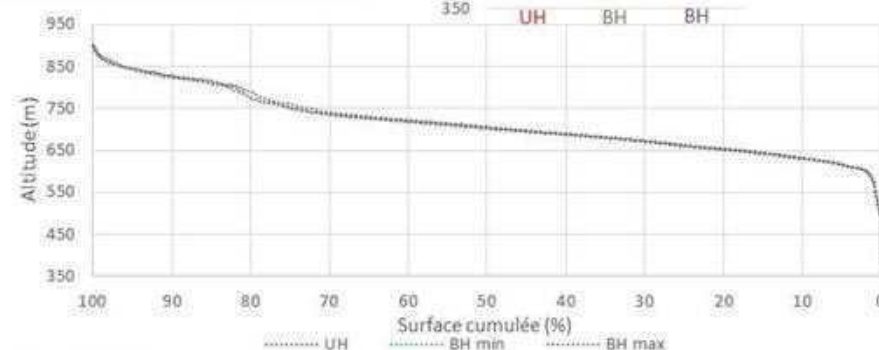
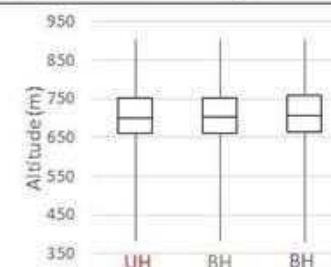
Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000, mnt RGEALTI 5m, BD Cavité BRGM, atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs, BD traçages DREAL BFC, débits SNO Karst (2019)

Débit – 30min (m ³ /s)	
Du 01/10/2013 au 27/02/2017	
Min	0,14
BE Reilé (07/1998)	0,015
Q1	0,36
Med	0,36
Q2	1,84
Max	10,1
HE Reilé (02/1999)	8
Moy	1,08



Bassin hydrogéologique – Source du Lison et grotte Sarrazine

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km ²)	137,7	140,7	151,7
Altitude (m)	min	385	383
	q1	660	662
	med	701	704
	q3	751	753
	max	903	903
	moy	712	714



Légende

- ▲ Source Lison + Sarrazine
- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Cavités
- Indices karstiques

Cours d'eau Topage

- intermittent
- permanent
- isohypse 5m
- isohypse 20m

Bassin hydrogéologique

- Source du Lison et grotte Sarrazine min
- Source du Lison et grotte sarrazine max
- Unité hydrogéologique: BRGM, 2015.

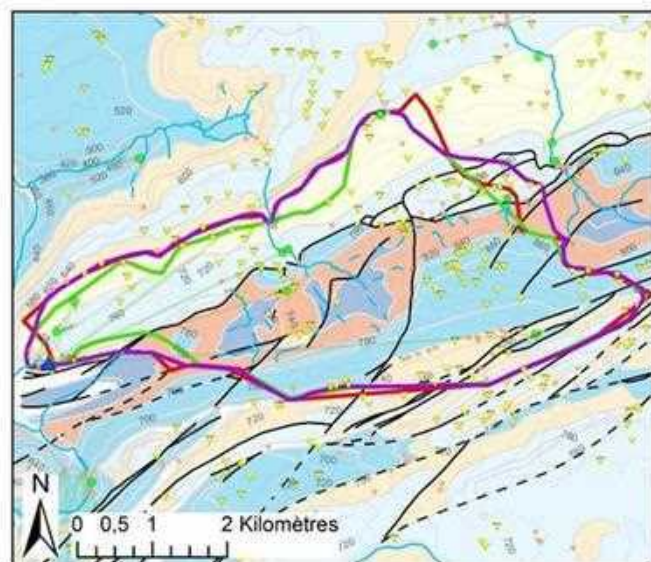
Faillies

- Faille observée
- - Faille supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (%surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur			
Calcaire Crétacé Inférieur			
Calcaire, Aq Malm	17	19,8	21,1
Marnes Jurassique supérieur	1	2,2	2,2
Marnes Oxfordien	25,6	23,2	23
Calcaire, Aq Dogger	41,6	40,5	38,9
Marnes Jurassique moyen	5,6	5,3	6,3
Marnes Lias			
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autres (Alluvions, moraines glaciaires)	9,2	8,9	8,5

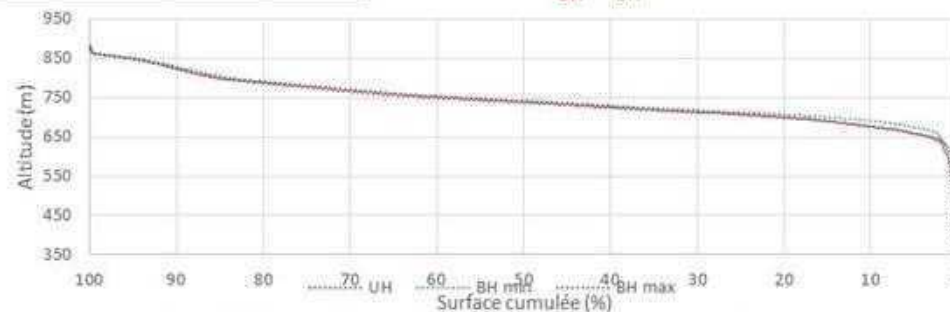
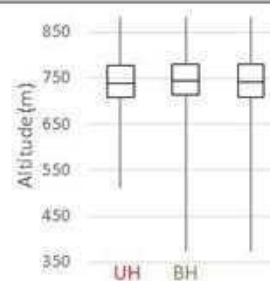
Débit Sce du Lison QMJ (m³/s) Du 29/09/1976 au 07/07/2023

Min	0,098
Q1	0,964
Med	2,36
Q3	7,97
Max	48,5
moy	5,06



Bassin hydrogéologique – Source du Verneau

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km2)	16,9	15,3	17,2
Altitude (m)			
min	512	374	374
q1	707	713	708
med	738	743	741
q3	776	781	780
max	882	881	881
moy	742	747	743



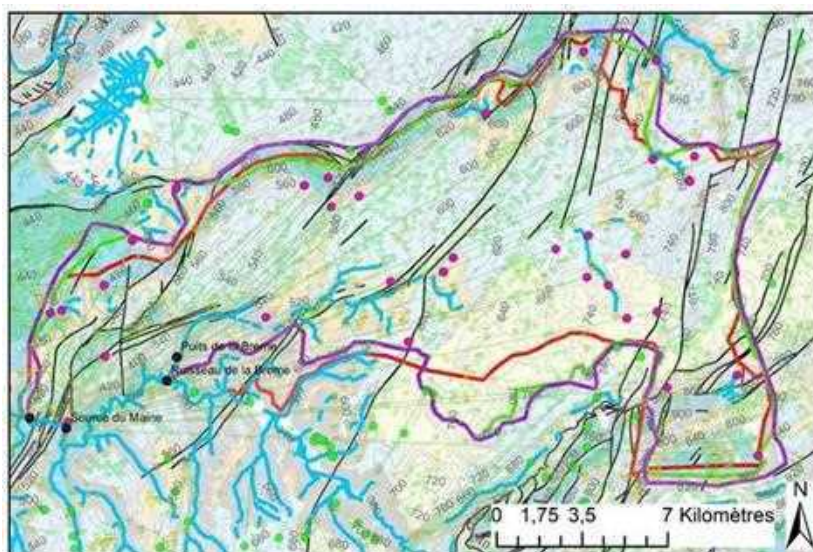
Légende

- ▲ Source du Verneau
- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Cavités
- Indices karstiques
- Cours d'eau Topage**
 - intermittent
 - permanent
- Bassin hydrogéologique**
 - Source Verneau min
 - Source Verneau max
 - Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.
- Faïlles**
 - Faïlle observée
 - - - Faïlle supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (%surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur			
Calcaire Crétacé Inférieur			
Calcaire, Aq Malm	21,3	22,8	22,7
Marnes Jurassique supérieur	19	13,8	18,2
Marnes Oxfordien	7,8	8,3	7,5
Calcaire, Aq Dogger	26,9	29,3	26,5
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias	18,6	19	19,1
Calcaire Jurassique inférieur	5,9	6,4	5,8
Marnes Trias basal			
Autres (Alluvions, moraines glaciaires)	0,5	0,3	0,1

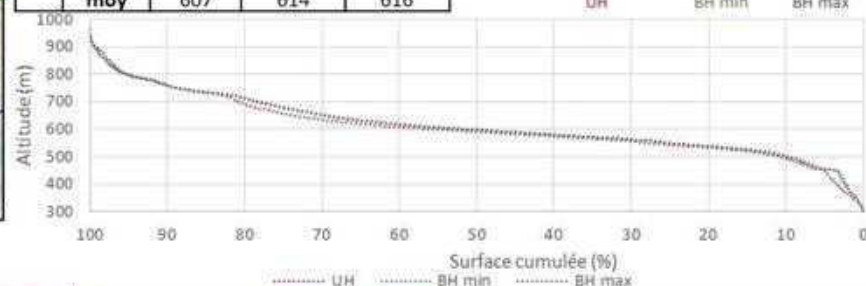
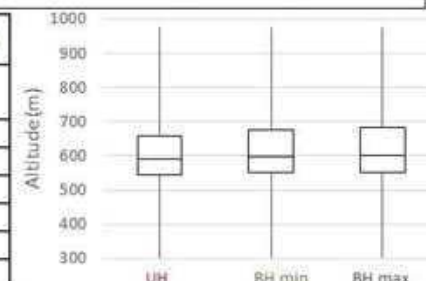
Débit -QMJ (m3/s) Du 21/02/1969 au 27/07/2023	
Min	0,001
Q1	0,056
Med	0,145
Q3	0,448
Max	12,3
moy	0,45

Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000, mnt RGEALTI 5m, BD Cavité BRGM, atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs, BD traçages DREAL BFC, débit hydroportail



Bassin hydrogéologique – Système Brême/Maine/Ecoutot

	UH	BH min	BH max
Surface totale (km ²)	275	289,5	311
Altitude (m)			
min	303	303	303
q1	544	551	551
med	591	598	600
q3	658	676	682
max	974	974	974
moy	607	614	616



Légende

- Sources/affluents Brême-Maine-Ecoutot
- Traçages injection (Br-Mn-Ec)
- Traçages - Points d'injection
- Traçages
- Indices karstiques
- Cavités Doubs
- Cours d'eau Topage**
- intermittent
- permanent
- Isohypse 5m
- Isohypse 20m
- Bassin hydrogéologique**
- Brême-Maine-Ecoutot min
- Brême-Maine-Ecoutot max
- Unité hydrogéologique. BRGM, 2015.
- Faïlles**
- Faille observée
- - - Faille supposée

Ensembles hydrogéologiques	UH (% surface)	BH min (% surface)	BH max (% surface)
Calcaire Crétacé supérieur			
Marnes Crétacé inférieur			
Calcaire Crétacé Inférieur			
Calcaire, Aq Malm	48,5	45	44,1
Marnes Jurassique supérieur	14,7	18,2	17,4
Marnes Oxfordien	21,3	20,6	20,2
Calcaire, Aq Dogger	14,3	15,2	17,2
Marnes Jurassique moyen			
Marnes Lias			
Calcaire Jurassique inférieur			
Marnes Trias basal			
Autre	1,2	1	1

Débit (m ³ /s)		
BE Reilé (07/1998)	Puits de la Brême	0
	Brême av. confluence	0
	Source du Maine	0,8
	Source de l'Ecoutot	0
HE Reilé (02/1999)	Puits de la Brême	13,3
	Brême av. confluence	23,48
	Source du Maine	6,2
	Source de l'Ecoutot	2,5

Sources : carte géologique harmonisée 1/50 000, mnt RGEALTI 5m, BD Cavité BRGM, atlas départemental des secteurs à risques de mouvements de terrain du Doubs, BD traçages DREAL BFC



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

Direction régionale Bourgogne – Franche-Comté
Parc technologique
27 rue Louis de Broglie
21000 – Dijon – France
Tél. : 03 80 72 90 40
www.brgm.fr