HAL
open science

Transferts dans la craie : approche régionale : le Nord-Ouest du Bassin de Paris : approche locale : la carrière de Saint-Martin-le-Noeud

Sarah Barhoum

To cite this version:

Sarah Barhoum. Transferts dans la craie : approche régionale : le Nord-Ouest du Bassin de Paris : approche locale : la carrière de Saint-Martin-le-Noeud. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2014. Français. NNT : 2014PA066395 . tel-01165048

HAL Id: tel-01165048

https://theses.hal.science/tel-01165048v1

Submitted on 18 Jun 2015

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Géosciences, ressources naturelles et environnement

Laboratoire METIS Equipe Hydro

Transferts dans la craie

Approche régionale : le Nord-Ouest du Bassin de Paris ;

Approche locale : la carrière de Saint-Martin-le-Nœud

Par Sarah Barhoum

Thèse de doctorat d'hydrogéologie

Dirigée par Roger Guérin et Danièle Valdés-Lao

Jury composé de :

Dupont Jean-Paul, Professeur, Université de Rouen, Rapporteur

Lachassagne Patrick, HDR, Responsable Danone Eaux France

Ribstein Pierre, Professeur, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, Examinateur

Emblanch Christophe, Maître de Conférences, HDR, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Examinateur

Gombert Philippe, Ingénieur, Docteur, INERIS, Examinateur

Guérin Roger, Professeur, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, Directeur de thèse

Valdés-Lao Danièle, Maître de Conférences, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, Directrice de thèse

Résumé

L'aquifère de la craie est un milieu hétérogène complexe lié à une large gamme de porosités (matrice, fractures et conduits karstiques), entrainant une forte hétérogénéité des processus et des vitesses de transfert (de 10^{-8} m s^{-1} à plusieurs mètres par jour). De plus, l'aquifère de la craie est recouvert par des formations superficielles (argiles à silex, lœss et dépôts argilo-sableux) d'épaisseurs variables, dont l'influence sur les écoulements au sein de la ZNS est encore mal connue. Le but de cette thèse est d'étudier le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines libres de la craie, et en particulier le rôle de la ZNS et des formations superficielles. L'approche suivie a consisté à étudier la variabilité spatio-temporelle du niveau d'eau de la nappe, des débits de percolation et de la géochimie des eaux souterraines et à rechercher les facteurs de contrôle de cette variabilité en la croisant aux caractéristiques de la ZNS de la craie, des formations superficielles, de l'occupation des sols et du climat. Cette approche a été mise en place à deux échelles spatiales : à une échelle régionale au Nord-Ouest du Bassin de Paris, autour de l'anticlinal de Bray et à une échelle locale sur le site de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud (site particulièrement intéressant de moins d'un km^2, donnant accès aux eaux de la nappe et aux eaux provenant de la ZNS). Les chroniques de pluie efficace, de débit de percolation et de variation du niveau d'eau ont été analysées grâce à des méthodes de traitement du signal. La géochimie des eaux a été étudiée statistiquement et par l'utilisation de traceurs naturels (ions majeurs, conductivité électrique) ou anthropiques (pesticides). A Saint-Martin-le-Nœud, l'épaisseur et la nature de la ZNS et des formations superficielles ont été étudiées grâce à des méthodes géophysiques et par le creusement de trois fosses en surfaces de la cavité. Les résultats ont montrés pour les deux échelles spatiales (1) Une variabilité temporelle relativement faible : la réponse de la nappe et l'arrivée des eaux de percolation après une période de recharge sont lentes et tamponnées ; A l'échelle régionale, les variations temporelles de la géochimie sont faibles. A l'échelle locale, l'évolution de la conductivité électrique des eaux des lacs montre des variations temporelles de la minéralisation des eaux relativement lentes. Cependant, les concentrations en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} des eaux des lacs varient significativement. (2) Une variabilité spatiale très marquée : à l'échelle régionale, les variations piézométriques sont très différentes d'un forage à l'autre. De même, dans la cavité de Saint-Martin-le-Nœud, les variations du niveau des lacs et les flux de percolation diffèrent spatialement ; La géochimie des eaux présente également une forte hétérogénéité spatiale, que ce soit à l'échelle régionale ou locale. Des facteurs de contrôle ont pu être mis en évidence ; (i) ZNS de la craie : l'épaisseur de la ZNS contrôle les temps de transfert ; la multi-porosité est à l'origine de l'existence de différentes masses d'eaux caractérisées par des dynamiques temporelles, des volumes, et des géochimies différentes et circulant selon des processus distincts. (ii) Les formations superficielles : à l'échelle régionale, les formations superficielles ne semblent pas impacter la géochimie des eaux. A l'inverse, à l'échelle locale, l'enrichissement en Mg^{2+} et K^+ a été relié à de plus fortes épaisseurs d'argiles à silex. L'enrichissement des eaux de la nappe en Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^- et SO_4^{2-} a été relié aux dépôts argilo-sableux du Tertiaire (présents à l'échelle régionale). (iii) L'occupation des sols : les pratiques agricoles entrainent des concentrations NO_3^- dépassant parfois les 100 mg L^{-1} et la présence de pesticides. (iv) Le climat : l'alternance de périodes de recharge en automne/hiver et de périodes où la Peff est nulle au printemps et en été est clairement visible sur les variations du niveau d'eau de la nappe et sur les variations temporelles des flux de percolation. La non-linéarité des relations entre la Peff annuelle et l'amplitude des variations de la nappe a été mise en évidence.

Abstract

The Chalk aquifer is a complex and heterogeneous system associated with a wide range of porosity (matrix, fractures and karstic conduits). These characteristics lead to a high heterogeneity of transfer processes and speed (ranging between 10^{-8} m s^{-1} and several metres per day). Furthermore, the Chalk aquifer is overlaid by superficial layers (clay-with-flints, loess and clayey-sandy deposits) with varying thicknesses. The impact of these formations on groundwater flows in the unsaturated zone (UZ) is still poorly understood. The aim of this thesis was to study the hydrodynamics and geochemical characteristics of free Chalk groundwater and particularly the role of the UZ and superficial layers. The chosen approach consisted in studying the spatial and temporal variability of groundwater level, dripping water discharges and groundwater geochemistry and search for controlling factors of this variability and compare it to the characteristics of the UZ of Chalk, the superficial layers, the land use and the climate. This approach was implemented at two spatial scales: at the regional scale of the North-West of the Paris Basin, around the Bray anticlinal and at the local scale of the underground quarry of Saint-Martin-le-Nœud which is a particularly interesting site (area below 1 km^2) giving access to both the water table and the UZ water. Effective rainfall (Peff), dripping water discharge and water level variation chronicles were analysed using signal processing methods. Groundwater geochemistry has been studied statistically and using natural (major ions, electric conductivity) and anthropic (pesticides) tracers. At Saint-Martin-le-Nœud, the nature and thickness of the UZ and the superficial layers have been investigated with a geophysical survey and three holes were dug in the fields above the quarry. The results showed at both spatial scales a relatively low temporal variability with low and smooth water table responses and long time between reload periods and dripping water arrival. At the regional scale, the temporal variations of groundwater geochemistry are low. At the local scale, the evolution of underground lakes water electric conductivity indicates that water mineralization displays relatively low temporal variations. However, NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-} concentrations in lakes water varied significantly during the study. The results also highlighted a strong spatial variability. Thus, at the regional scale, piezometric variations are very different from one borehole to the next. Similarly, in the quarry of Saint-Martin-le-Nœud, lakes water level and dripping water discharges are spatially heterogeneous. Water geochemistry also displays a strong spatial variability at both regional and local scales. Controlling factors of this variability have been identified. The thickness of the UZ controls transfer durations. The multi-porosity results in the occurrence of several types of water characterised by different temporal dynamics, volumes and geochemistry and flowing according to separate processes. At the regional scale, superficial layers don not seem to impact groundwater geochemistry. Inversely, at the local scale, Mg^{2+} and K^+ enrichments were related to the occurrence of thicker clay-with-flints layers. Groundwater enrichments in Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^- and SO_4^{2-} have been linked with clayey-sandy Tertiary deposits (present regionally). The impact of land use has been shown with higher concentrations in NO_3^- (even >100 mg L^{-1}) and the presence of pesticides, related to agricultural practices. The influence of climate, with alternations of periods of aquifer reload (during Fall and Winter) and zero Peff (during Spring and Summer), on the temporal variations of water table level and dripping water discharges is clearly identifiable. The non-linearity of relationships between the annual Peff and the magnitude of water table level variations has also been demonstrated.

Sommaire

Résumé 3

Abstract 4

Sommaire 6

Listes des figures.....15

Liste des tableaux.....25

Liste des abbréviations.....28

Introduction.....29

Partie 1. Etat des connaissances sur l'aquifère de la craie 37

Chapitre 1. L'aquifère de la craie 40

1.1 Un milieu à double (voire triple) porosité 41

1.1.1 La porosité matricielle..... 41

1.1.2 La porosité de fracture..... 41

1.1.3 La porosité de conduits (karstique)..... 41

1.2 Les formations superficielles de la craie 42

1.2.1 Les dépôts sablo-argileux d'âge Tertiaire 42

1.2.2 Les lœss 42

1.2.3 Les argiles à silex 43

Chapitre 2. La nappe de la craie 44

2.1 Les transferts dans la craie..... 44

2.1.1 Les transferts d'eau et de solutés au sein de la zone non saturée 44

2.1.1.1 Trois modalités de recharge..... 44

a) Transferts lents au sein de la matrice vs transferts rapides par le réseau de fractures..... 45

b) Les transferts rapides des aquifères crayeux karstifiés 46

2.1.1.2 Transferts de solutés..... 46

2.1.1.3 Modèles de transfert au sein de la ZNS 46

2.1.1.4 Impact des formations superficielles sur le fonctionnement hydrodynamique 47

2.1.2 Les transferts au sein de la ZS 49

2.2 Géochimie des eaux souterraines de la craie 50

2.2.1 Description des quatre principaux processus contrôlant la géochimie des eaux de la craie 51

2.2.2 L'étude des variations temporelles et spatiales de la géochimie : un outil pour la compréhension du fonctionnement hydrodynamique 54

2.3 Les deux principales échelles spatiales utilisées : échelle locale et régionale 55

Partie 2. Présentation du site d'étude 57

Chapitre 1. Echelle régionale : le Nord-Ouest du Bassin de Paris 61

1.1 Topographie 61

1.2 Occupation des sols 62

1.3 Réseau hydrographique 63

1.4 Contexte climatique régional 65

1.5 Contexte géologique régional 66

1.5.1 L'anticlinal de Bray 68

1.5.2 Description des couches sédimentaires 68

1.5.2.1 Le Jurassique supérieur 69

1.5.2.2 Le Crétacé inférieur 69

1.5.2.3 Le Crétacé supérieur 69

1.5.3 Les formations superficielles 72

1.5.3.1 Les dépôts sablo-argileux (âge Tertiaire) 73

1.5.3.2 Les argiles à silex, les lœss et les alluvions (âge Cénozoïque) ... 73

1.6 Hydrogéologie régionale 74

Chapitre 2. Echelle locale : la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud ... 77

2.1 Localisation et topographie 77

2.2 Géologie 79

2.3 Hydrogéologie 80

2.1 Occupation des sols 82

Partie 3. Matériels et méthodes 83

Chapitre 1. Matériel 87

1.1 Données régionales 87

1.1.1 Données climatiques continues 88

1.1.2 Données hydrogéologiques continues 89

1.1.3 Données chimiques ponctuelles 90

1.2 Données locales (carrière de St Martin le Nœud) 91

1.2.1 Les eaux souterraines 95

1.2.1.1 Eaux des lacs souterrains 95

a) Mesures en continu : Niveau d'eau et paramètres physicochimiques des lacs 95

b) Mesures ponctuelles : paramètres physicochimiques 96

c) Echantillonnage des eaux des lacs 96

1.2.1.2 Eaux de percolation 97

1.2.1.3 Mesures in situ 98

a) Mesures en continu : débits de percolation 98

b) Paramètres physicochimiques des eaux de percolation 99

c) Echantillonnage des eaux de percolation 99

1.2.2 Protocole de conservation des échantillons prélevés 100

1.2.3 Analyses en laboratoire des échantillons prélevés 100

1.2.3.1 Ions majeurs 100

1.2.3.2 Pesticides 101

1.2.4 Caractérisation physique et hydrodynamique de la ZNS au-dessus de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud 101

1.2.4.1 Utilisation des sols 102

1.2.4.2 Positionnement en X, Y et Z des lacs souterrains (UGPS) 102

1.2.4.3 Tomographie de résistivité électrique 103

1.2.4.4 Cartographie électromagnétique à faible nombre d'induction (EM31) 104

1.2.4.5 Caractérisation des premiers mètres du sous-sol 105

1.2.4.6 Test d'infiltration 106

1.2.4.7 Traçages 107

1.2.5 Validité des données 109

1.2.5.1 Hétérogénéité intra-lac et méthodologie d'échantillonnage 109

1.2.5.2 Test de la bonne conservation sur le long terme des échantillons pour l'analyse des concentrations en ions majeurs 112

Chapitre 2. Méthodes d'analyse des données 115

2.1 Analyse en Composantes Principales (ACP) 115

2.2 Analyses corrélatoires et spectrales 117

2.2.1 La fonction d'autocorrélation 117

2.2.2 La fonction d'intercorrélation ou de corrélation croisée 119

2.2.3 La fonction de densité spectrale 120

2.3 Traçages environnementaux des eaux souterraines par l'étude de la géochimie et de la physicochimie des eaux 121

2.3.1 Paramètres physicochimiques de l'eau : température, conductivité électrique et pH 121

2.3.2 Les ions Ca^{2+} et HCO_3^-, ions autochtones du système calco-carbonique 122

2.3.3 Les ions allochtones 123

2.3.4 Les pesticides 123

Partie 4. Description des données 125

Chapitre 1. Données régionales 128

1.1 Le climat 129
1.2 Les eaux souterraines 132
1.2.1 Données piézométriques 132
1.2.2 Données géochimiques 133
Chapitre 2. Données concernant la carrière de Saint-Martin-le-Nœud 137
2.1 Caractérisation de la ZNS 137
2.1.1 Epaisseur de la ZNS (UGPS) 137
2.1.2 Epaisseur et nature des formations superficielles 138
2.1.2.1 Logs géologiques des trois fosses creusées au-dessus de la cavité 138
2.1.2.2 Tomographie de résistivité électrique 140
2.1.2.3 Cartographie des conductivités électriques apparentes de la subsurface (EM31) : image de l'épaisseur des argiles à silex 141
2.1.3 Tests d'infiltration 142
2.1.4 Traçages 143
2.2 Données hydrogéologiques et physico-chimiques enregistrées en continu 144
2.2.1 Niveau d'eau et conductivité électrique des eaux des lacs 145
2.2.2 Débits et conductivité électrique des eaux de percolation 146
2.2.2.1 Observations générales 146
2.2.2.2 Débits de percolation au lac des Piliers et au lac Pedro 147
2.3 Données ponctuelles géochimiques et physicochimiques 149
Chapitre 3. Conclusion 159
Partie 5. Détermination d'une pluie efficace comme fonction d'entrée du système. 161
Chapitre 1. Les différentes fonctions d'entrées 166
1.1 La pluie brute 166
1.2 La pluie efficace 167
1.2.1 Définition 167

1.2.2 Paramètres de calcul de la Peff 168

1.2.2.1 Méthodes de calcul de l'ETP 168

1.2.2.2 Choix des chroniques d'ETP pour cette étude 168

1.2.2.3 Evaluation de la réserve en eau utile maximale du sol 169

1.2.2.4 Choix d'une RU_{max} pour cette étude 170

1.2.3 Méthode de calcul de la Peff 171

1.2.3.1 Choix du pas de temps pour cette étude 171

1.2.4 Pluie efficace calculée 172

Chapitre 2. Validation de l'utilisation de la Peff comme fonction d'entrée du système. 175

Partie 6. Caractérisation du fonctionnement de la nappe libre de la craie à l'échelle régionale. 179

Chapitre 1. Distribution spatiale de la géochimie de la nappe libre de la craie 185

1.1 Approche cartographique. Comparaison de la distribution spatiale de la géochimie et des paramètres géologique, hydrogéologique et d'occupation des sols 187

1.2 Approche statistique. Origine des ions 190

1.3 Conclusion 194

Chapitre 2. Fonctionnement hydrodynamique régional 196

2.1 Etude du fonctionnement hydrodynamique régional par l'utilisation de méthodes de traitement du signal. 196

2.1.1 Etude des variations à long terme de la piézométrie de la nappe de la craie (1991/2014). 197

2.1.1.1 Intercorrélation Peff/piézométrie 198

a) Fonction d'autocorrélation de la Peff. 198

2.1.1.2 Fonction d'intercorrélation Peff/piézométrie 199

2.1.1.3 Fonction de densité spectrale 201

2.1.2 Etude de la variabilité interannuelle de la relation Peff/piézométrie. 202

2.1.3 Analyse spatiale des réponses impulsionnelles Peff-piézométrie de l'aquifère de la craie 207

2.1.4 Conclusion sur l'étude hydrodynamique de l'aquifère de la craie par traitement du signal..... 213

2.2 Apport de l'étude des variations temporelles de la géochimie des eaux souterraines de la craie pour la compréhension de l'hydrodynamique régionale. 215

2.3 Conclusion sur le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de la craie à l'échelle régionale 219

Chapitre 3. Conclusion sur l'impact des facteurs géologiques sur la géochimie et sur l'hydrodynamique de la nappe libre de la craie à l'échelle régionale..... 221

Partie 7. Etude du fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud. 223

Chapitre 1. Hétérogénéité spatiale de la géochimie des eaux souterraines de la craie dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, impact de la ZNS. 229

1.1 Une forte variabilité spatiale de la géochimie des eaux des lacs 230

1.1.1 Analyses des relations entre les différents ions majeurs 232

1.1.2 Origines des ions 234

1.1.2.1 Origine des ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} 235

1.1.2.2 Origines des ions Mg^{2+} et K^+ 235

1.1.2.3 Origines des ions Ca^{2+} et HCO_3^- 236

a) Origine de l'excès de Ca^{2+} 236

1.1.2.4 Origine des ions Cl^- et Na^+ 237

a) Origine de l'excès de Cl^- 237

b) Origine de l'excès de Na^+ 237

1.1.3 Etude de l'impact de la ZNS (argiles à silex et craie) et de l'usage des sols sur la géochimie des eaux. 238

1.2 Apport de l'étude des eaux de percolation et comparaison lac/percolation. 243

1.2.1 Des débits de percolation hétérogènes spatialement 244

1.2.2 Comparaison des concentrations en ions majeurs des eaux de percolation et des eaux des lacs 244

1.2.3 Quelles sont les processus/facteurs expliquant les différences de géochimie entre les eaux de percolation et les eaux des lacs ? 247

1.2.4 Peut-on calculer les pôles de mélange entre flux latéraux et eaux de percolations dans les eaux des lacs ? 248

1.3 Apport de l'étude des pesticides 250

1.4 Conclusion 252

Chapitre 2. Fonctionnement hydrodynamique à l'échelle de la carrière..... 255

2.1 Apport de l'étude des variations temporelles du niveau d'eau des lacs souterrains de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud pour la compréhension de l'hydrodynamique des eaux souterraines de la craie. 256

2.2 Intercorrélogramme Peff-niveau d'eau du lac des Piliers sur chronique longue..... 259

2.3 Apport de l'étude des variations temporelles des débits de percolation dans la cavité de Saint-Martin-le-Nœud pour la compréhension de l'hydrodynamique des eaux de la ZNS de la craie. 260

2.3.1 Comparaison des autocorrélogrammes Peff-percolation au lacs des Piliers 261

2.3.2 Intercorrélation entre la pluie efficace et la percolation enregistrée au lac des Piliers. 262

2.4 Apport de l'étude de la variabilité temporelle de la géochimie des eaux de la Carrière de Saint-Martin-le-Nœud pour la compréhension de l'hydrodynamique des eaux souterraines de la craie 263

2.4.1 Variations temporelles de la conductivité électrique des eaux souterraines 263

2.4.1.1 Variation temporelle de la conductivité des eaux des lacs 264

2.4.1.2 Variation temporelle de la conductivité des eaux de percolation 267

2.4.2 Variations temporelles des concentrations en ions majeurs des eaux des lacs 269

2.5 Synthèse des résultats sur le fonctionnement hydrodynamique des eaux souterraines de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud 273

Chapitre 3. Conclusion sur l'impact des facteurs anthropiques climatiques et géologiques sur le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud..... 275

Partie 8. Conclusion générale, limites et perspectives 279

Références bibliographique 293

Annexes 307

Annexe 1 308

Annexe 2 324

Annexe 3 325

Annexe 4 326

Annexe 5 327

Annexe 6 328

Annexe 7 329

Annexe 8 330

Annexe 9 331

Annexe 10 332

Annexe 11 334

Listes des figures

Figure 1-1 ; Falaises de craie d'Etretat (Crédit photo : Michaud A.-M., 2010. source : http://www.geodiversite.net/media279). 40
Figure 1-2 : Image de la craie d'Estreux au MEB Environnemental (D'après Nguyen, 2009). 40
Figure 1-3 : Coupe schématique d'une craie recouverte par A) de forte épaisseur de formations superficielles et B) de formations superficielles peu épaisses et discontinue, voir absente (d'après Valdés, 2005). 42
Figure 1-4 : Modèle conceptuel de l'infiltration avec (a) des argiles à silex épais et (b) des argiles à silex peu épais (Valdés et al., 2014). 48
Figure 1-5 : Modèle conceptuel du développement de la karstification de la craie sans couverture, couverte par des argiles à silex et sous de forte épaisseur de dépôts Tertiaire (Maurice et al., 2006). 49
Figure 1-6 : Exemple de variations piézométriques de la nappe de la craie enregistrées à Catenay (76). 50
Figure 2-1 : Coupe schématique de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud. 59
Figure 2-2 : Carte de France des affleurements crayeux et localisation du site d'étude. 60
Figure 2-3 : Carte de localisation de l'échelle régionale (et emprise du site d'étude sur la carte de France). 61
Figure 2-4 : Carte topographique régionale. 62
Figure 2-5 : Carte régionale de l'occupation des sols (base de données CLC). 63
Figure 2-6 : Carte du réseau hydrographique régional. 64
Figure 2-7 : Pluie brute mensuelle et ETP mensuelle pour les stations d'Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé (calculées pour la période 2008-2013). 66
Figure 2-8 : Carte géologique régionale du Bassin de Paris (zoom 1) et de l'anticlinal de Bray (zoom 2) ; Coupe géologique du bassin de Paris (coupe A-B ; Elodie Nauleau 2013, modifiée d'après Cavalier et al., 1979). 67
Figure 2-9 : Coupe géologique de l'anticlinal de Bray : A-B (d'après Montenat, date inconnue ; http://www.saga-geol.asso.fr/Geologie_page_conf_Beauvaisis.html). 68
Figure 2-10 : Log géologique schématique de la craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris (série complète). 71

Liste des figures

Figure 2-11 : Carte de répartition spatiale des formations superficielles. 73
Figure 2-12 : Extrait de la carte hydrogéologique du Bassin de Paris (source : http://infoterre.brgm.fr, 2014) 75
Figure 2-13 : Log hydrogéologique simplifié, d'après les cartes et notices géologique et hydrogéologique de Beauvais (BRGM, 1969, 1974). 76
Figure 2-14 : Carte topographique du site d'étude. 77
Figure 2-15 : Extrait du plan détaillé de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud et photographies d'un lac d'une galerie et d'un fontis. 78
Figure 2-16 : Coupe géologique schématique resserrée de l'anticlinal de Bray et positionnement de la carrière. 79
Figure 2-17 : Carte géologique locale du site d'étude. 79
Figure 2-18 : Schéma hydrogéologique de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud. 80
Figure 2-19 : Carte des lacs de la carrière de St-Martin-le-Nœud et de la ligne de partage des eaux supposée (en fond, les courbes topographiques) et liste des noms complets et des codes attribués à chaque lac. 81
Figure 2-20 : Cadastre et occupation des sols au-dessus de la carrière. 82
Figure 3-1 : Carte des stations météorologiques (Météo France), des piézomètres et des qualitomètres utilisés (Banque ADES). 88
Figure 3-2 : Carte de localisation des tracés de tomographies de résistivité électrique (A et B), de la zone cartographiée par EM31, des points UGPS et des trois fosses creusées (au-dessus de 1 : lac Bleu, 2 : lac des Stalactites et 3 : lac Pedro ; les noms de ces trois lacs sont mis en gras). 94
Figure 3-3 : Dispositif de collecte des eaux de percolation au lac Pedro, avant le 19/03/2013..... 98
Figure 3-4 : Dispositif de suivi de la conductivité électrique des eaux de percolation au lac des Piliers. 99
Figure 3-5 : Photo de la balise émettrice de l'UGPS placée en souterrain. 102
Figure 3-6 : Photos d'une acquisition de tomographie de résistivité électrique réalisée au-dessus de la cavité. 104
Figure 3-7 : Schéma du dispositif Wenner-Schlumberger. A et B sont les électrodes d'injection du courant et M et N les électrodes de mesure du potentiel électrique, n représente un nombre d'électrodes (Marescot, 2006). 104
Figure 3-8 : Schéma du principe de l'induction électromagnétique en champ proche (Chouteau et Giroux, 2008). 105

Liste des figures

Figure 3-9 : Photos du creusement d'une fosse à la mini-pelle à l'aplomb du lac des Stalactites et de la mise en place d'une mire graduée. 106
Figure 3-10 : Photo d'un fluorimètre GGUN-FL30 108
Figure 3-11 : Photo du dispositif d'étude de l'hétérogénéité de la géochimie des eaux intra-lac. 110
Figure 3-12 : Mécanisme de prélèvement en profondeur dans le lac (le flacon est retourné en tirant sur le fil). 110
Figure 3-13 : Topographie du fond du lac des Jardin depuis la berge jusqu'à une distance de 7,5 m et représentations des emplacements des différents profils physicochimiques mesurés. 110
Figure 3-14 : Variation du pH et de la conductivité électrique en fonction de la profondeur au lac des Jardins (Ritaly, 2013) 111
Figure 3-15 : Variation de la concentration en ions majeurs avec la profondeur dans le lac des Jardins (Ritaly, 2013). 112
Figure 3-16 : Comparaison des concentrations en ions majeurs obtenues pour la première analyse par chromatographie ionique des échantillons (quelques jours après l'échantillonnage) et des résultats obtenus en Juin 2014 pour la ré-analyse de ces échantillons. 114
Figure 3-17 : Représentation d'une matrice à n variable et p individus (Valdés, 2005). 116
Figure 3-18 : Schéma de la réduction du nombre de variables par une ACP (Valdés, 2005). 117
Figure 3-19 : Exemple d'autocorrélogramme de chroniques de pluies (a) et de chroniques piézométriques de la nappe de la craie (b) et effets mémoires (Em) associés (d'après Delbart, 2013 et Ramdani, 2012). 118
Figure 3-20 : Exemple d'intercorrélogramme et de temps de réponse estimé..... 119
Figure 3-21 : Exemple de fonction de densité spectrale d'une chronique de pluie et de deux chroniques de débits d'aquifères karstiques (Panagopoulos et al., 2006). 120
Figure 4-1 : Carte des stations météorologiques, des piézomètres et des qualitomètres utilisés. 128
Figure 4-2 : Pluie brute et ETP (pas de temps journalier) pour les stations Météo France de Beauvais-Tillé Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos de 2008 à 2014. 129
Figure 4-3 : Pluies brutes cumulées de 2008 à 2014 (stations Météo France d'Evreux-Huest, de Creil, de Rouen-Boos et de Beauvais-Tillé). 131

Liste des figures

Figure 4-4 : Comparaison des pluies brutes des stations d'Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé durant la période de recharge de l'année hydrologique 2011/2012..... 131
Figure 4-5 : Variation temporelle de la piézométrie de la nappe de la craie enregistrée par 22 piézomètres de la banque ADES de 1979 à 2014..... 132
Figure 4-6 : Distributions des concentrations en ions majeurs HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^- (en mg L^{-1}) et en Atrazine (en µg L^{-1}) en fonction du temps de 1986 à 2014 (données de la Banque ADES)..... 134
Figure 4-7 : Logs géologiques des trois fosses creusées au-dessus des lacs Bleu, Stalactites et Pedro. 139
Figure 4-8 : Photos des trois fosses creusées au-dessus des lacs Bleu, des Stalactites et Pedro. 139
Figure 4-9 : Tomographies de résistivité électrique 140
Figure 4-10 : Carte des conductivités électriques apparentes au dessus de la cavité 141
Figure 4-11 : Schéma des trois traçages réalisés à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac des Piliers. 144
Figure 4-12 : Variation temporelle du niveau d'eau, de la conductivité électrique et de la température des lacs Piliers, Lithoclase, Stalactites, Liège, Lucarne et Voutes de 2009 à 2014..... 145
Figure 4-13 : Photos des concrétions de calcite dans la cavité (stalactites et stalagmites). 147
Figure 4-14 : Variation temporelle de la percolation enregistrée au lac des Piliers et au lac Pedro (premier emplacement en bleu, deuxième emplacement en noir). Le débit de percolation est suivi depuis Mars 2011 et jusqu'à Février 2014 au lac des Piliers et depuis Septembre 2012 au lac Pedro jusqu'à Juillet 2013. 148
Figure 4-15 : Lac de la Champignonnière et lac Bleu ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir et automatiques en vert) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}..... 152
Figure 4-16 : Lac des Piliers et lac du Jardin ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+,

Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir et automatiques en vert) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}. 153
Figure 4-17 : Lac de la Lithoclase et lac Murine ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^{-}, Ca^{2+}, K^{+}, Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}. 154
Figure 4-18 : Lac des Nations et lac du Tsar ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^{-}, Ca^{2+}, K^{+}, Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}. 155
Figure 4-19 : Lac des Stalactites et lac de Liège ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^{-}, Ca^{2+}, K^{+}, Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}. 156
Figure 4-20 : Lac des Lucarnes et lac des Voutes ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^{-}, Ca^{2+}, K^{+}, Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}. 157
Figure 4-21 : Lac Pedro ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^{-}, Ca^{2+}, K^{+}, Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir et automatiques en vert) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}. 158
Figure 5-1 : Schéma du bilan hydrique à l'échelle du sol (d'après http://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/eau-sol.htm)..... 163
Figure 5-2 : Carte des piézomètres et des stations météorologiques. 164
Figure 5-3 : Cumuls mensuels moyens des pluies brutes et de l'ETP (calculés pour les années 2008 à 2013) des stations Météo France de Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais..... 166

Liste des figures

Figure 5-4 : Comparaison des pluies efficaces calculées avec RU_{max} = 70 mm, RU_{max} = 100 mm et RU_{max} = 240 mm (station météorologique de Beauvais-Tillé) et de la percolation au lac des Piliers. 170
Figure 5-5 : Schéma du modèle conceptuel utilisé pour le calcul de la pluie efficace 171
Figure 5-6 : Comparaison des Peff cumulées au pas de temps journalier, décadaire et mensuel en 2009/2010, 2010/2011, 2011/2012 et 2012/2013..... 172
Figure 5-7 : Pluies efficaces journalières (ETP Penman_Monteith Météo-France, RU_{max}=70 mm) calculées pour les stations météorologiques de Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé et cumuls par cycle hydrologique (mm). 173
Figure 5-8 : Pluie efficace cumulée en mm des stations d'Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos, et Beauvais-Tillé, année hydrologique 2008/2009 à 2012/2013. 174
Figure 5-9 : Intercorrélation Pluies (brute, efficace) / Niveau d'eau au lac des Piliers (chronique complète : 2009-2013)..... 175
Figure 5-10 : Comparaison de la pluie efficace annuelle cumulée à Beauvais-Tillé avec l'augmentation annuelle de la piézométrie de la nappe de la craie (année 2010 à 2013). 176
Figure 6-1 : Carte de la région étudiée avec les stations météorologiques, les piézomètres et les qualitomètres utilisés. 183
Figure 6-2 : Schéma des écoulements participant à la recharge et à la vidange de la nappe..... 184
Figure 6-3 : Distribution des qualitomètres en fonction du coefficient de variation et de l'écart-type des ions Ca^{2+} et NO_3^- et mise en évidence des qualitomètres non utilisés pour étudier la variabilité spatiale de la géochimie. 186
Figure 6-4 : Cartes régionales des concentrations moyennes en ions majeurs (Cl^-, NO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, SO_4^{2-}) et en Atrazine (Données ADES) de la nappe libre de la craie comparées aux cartes géologique, hydrogéologique (BRGM ; voir légende Partie 2), topographique (MNT) et d'occupation des sols (CLC ; voir légende détaillée Partie 2). 188
Figure 6-5 : Na^+ vs Cl^- (meq L^{-1}). La droite théorique des eaux météorique est représentée en noir. 191
Figure 6-6 : Distribution spatiale des ratios Na^+/Cl^- et des formations superficielles. 191

Liste des figures

Figure 6-7 : HCO3- vs Ca^{2+} + Mg^{2+}. La droite théorique de dissolution de la calcite est représentée en bleu. 192
Figure 6-8 : Distribution spatiale des ratios $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/HCO_3^-$ et des formations superficielles. 192
Figure 6-9 : SO_4^{2-} versus $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ (meq L^{-1}). 193
Figure 6-10 : Distribution spatiale des ratios $SO_4^{2-}/[Ca^{2+}+Mg^{2+}]$ et des formations superficielles. 193
Figure 6-11 : Diagramme de Piper des concentrations moyennes en ions majeurs de l'aquifère de la craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris. Trois sous-zones sont distinguées en fonction des formations superficielles : la craie à l'affleurement, la craie sous argiles à silex, et la craie sous dépôts argilo-sableux tertiaires. 194
Figure 6-12 : Variations piézométriques enregistrées dans les forages 01024X0058/S1 et 01264X0029/S1 entre 1991 et 2014. 198
Figure 6-13 : Autocorrélogramme de la Peff de Beauvais-Tillé 199
Figure 6-14 : Intercorrélogramme Peff (Beauvais-Tillé) / Hauteur d'eau de la nappe de la craie à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons (1991/2014). 199
Figure 6-15 : Fonctions de densité spectrale des chroniques piézométriques de Beauvais et Villeneuve-les-Sablons (1991-2014). 201
Figure 6-16 : Autocorrélogramme de la Peff pour les cycles hydrologiques de 1991/1992 à 2012/2013. 203
Figure 6-17 : Intercorrélogrammes Peff-piézométrie annuels à Beauvais et Villeneuve-les-sablons (1991-2013). 204
Figure 6-18 : Comparaison des r(k) max et TR à Villeneuve-les-Sablons et Beauvais (1991-2013) 205
Figure 6-19 : TR et r(k) max en fonction de la Peff cumulée de 1991 à 2013, comparaison des piézomètres de Villeneuve-les-Sablons et Beauvais. 206
Figure 6-20 : Autocorrélation des Peff des stations de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos pour la période 2009/2014. 208
Figure 6-21 : Intercorrélogrammes Peff/niveau d'eau des piézomètres situés dans la craie autour de l'anticlinal de Bray (2009-2014). 208
Figure 6-22 : Distribution spatiale des $r(k)_{max}$, des TR et des Vm des intercorrélogrammes Peff/piézométrie (période 2009/2014) pour les 22 piézomètres situés dans la craie libre du Nord-Ouest du Bassin de Paris. 210

Figure 6-23 : a) Temps de réponse en fonction de r(k) max ; b) r(k) max en fonction de l'épaisseur de ZNS ; c) Temps de réponse en fonction de l'épaisseur de ZNS ; d) Vitesse modale en fonction l'épaisseur de la ZNS. L'épaisseur de la ZNS correspond à la profondeur de l'eau dans les piézomètres, pris arbitrairement le 14/06/2013. Les droites sont les droites de régressions. 211
Figure 6-24 : Schéma des deux hypothèses pouvant expliquer l'augmentation de la Vm avec la profondeur..... 212
Figure 6-25 : Amplitude du battement de la nappe en fonction de l'épaisseur de la ZNS. 213
Figure 6-26 : Variations temporelles des concentrations en ions majeurs en mg L^{-1} de 7 qualitomètres comparées à la variation de la piézométrie de la nappe de la craie enregistrée par le piézomètre 00792X0010/S1 (données de la Banque ADES)..... 217
Figure 7-1 : Schéma du bilan hydrologique d'un lac de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud..... 226
Figure 7-2 : Hétérogénéité spatiale de la concentration en ions majeurs des eaux des lacs prélevées lors d'une campagne en juillet 2013 et coupe schématique de la ZNS au-dessus de la cavité. 231
Figure 7-3 : ACP de l'hétérogénéité spatiale de la concentration en ions majeurs des eaux des lacs. Cette ACP est réalisée avec : 8 variables contributives (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-), 14 individus contributifs (cas, cha, ble, pil, jar, lit, mur, nat, tsa, sta, lie, luc, vou, car) et 1 individu supplémentaire (ped). Les lacs sont divisés en 5 groupes (A1 : losanges blancs ; A2 : triangles gris; A3: carrés gris foncé ; A4 : disques noirs ; B: étoiles noires). 233
Figure 7-4 : Schéma de l'organisation des groupes de lacs dans la cavité. 234
Figure 7-5 : Concentration en ions en meq L^{-1}. a) [Ca^{2+} + Mg^{2+}] *versus* HCO_3^- (la ligne continue 1:1 représente la droite théorique de dissolution de la craie). b) [Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-] *versus* [NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}]. c) Na^+ *versus* Cl^- (la ligne continu 1:1 représente la droite des eaux météoriques). d) [Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-] *versus* Na^+. 235
Figure 7-6 : ACP de la géochimie interprétée des eaux des lacs et des variables physiques de la ZNS : l'épaisseur de la ZNS (ép. ZNS) et conductivité électrique apparente de subsurface (Cond-EM31). Cette ACP est réalisée avec : 6 variables contributives [HCO_3^-, Na^+, K^+, Mg^{2+}, Anions agric. (NO_3^- + SO_4^{2-} + Cl^-), excès de Ca^{2+}] ; 2 variables supplémentaires (ép. ZNS et Cond-EM31) ; 14 individus contributifs (cas, cha, ble, pil, jar, lit, mur, nat, tsa, sta, lie, luc, vou, car) et 1 individu

supplémentaire (ped). Les lacs sont divisés en 5 groupes (A1 : losanges blancs ; A2 : triangles gris; A3: carrés gris foncé ; A4 : disques noirs ; B: étoiles noires)..... 239
Figure 7-7 : Epaisseur de la ZNS *vs* Na^+ 241
Figure 7-8 : Cond-EM31 *vs* Mg^{2+} et K^+ 242
Figure 7-9 : Schéma du fonctionnement géochimique de la carrière..... 243
Figure 7-10 : Comparaison des concentrations en ions majeurs des eaux des lacs et des eaux de percolations prélevées lors d'une campagne en juillet 2013, en fonction de la distance du point de prélèvement à l'entrée de la cavité. 246
Figure 7-11 : Schéma explicatif des faibles et fortes concentrations en ions d'origine agricole dans les lacs de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud. 248
Figure 7-12 : Concentration en Atrazine, en Déséthylatrazine (DEA) et du « Desethylatrazine to Atrazine Ratio » modifié (DAR*) des eaux de lacs et de percolation en différents points de la carrière (campagne du 02/05/2013). 250
Figure 7-13 : Variation des hauteurs d'eau enregistrées dans la cavité (lac des Piliers, lac de la Lithoclase, lac des Stalactites, lac de Liège, lac des Lucarnes et lac de voute) normalisées au 23/01/2012 et Peff en mm jr^{-1}. 256
Figure 7-14 : Variation annuelle de la hauteur d'eau du lac des Piliers entre le début et la fin de la remontée du niveau d'eau (m) *vs* Peff annuelle à Beauvais (mm an^{-1}) pour 4 cycles hydrologiques. 258
Figure 7-15 : Intercorrélogramme Peff-niveau d'eau du lac des Piliers sur chronique longue (2009/2013). 259
Figure 7-16 : Chroniques de Peff et débits de percolation enregistrées à proximité du lac Pedro et du lac des Piliers. Noter la différence d'échelle d'intensité de la percolation au lac Pedro avant (en bleu) et après (en noir) le déplacement du pluviomètre (voir Partie 3, paragraphe 1.2.1.3a). 261
Figure 7-17 : Autocorrélogramme Peff, percolation au lac des piliers 261
Figure 7-18 : Intercorrélogramme Peff/Percolation enregistrée au lac des Piliers. . 262
Figure 7-19 : Chroniques de la hauteur d'eau et de la conductivité électrique des eaux des lacs des Voutes et Stalactites. 264
Figure 7-20 : Hystérésis hauteur d'eau / conductivité électrique enregistrées au lac des Voutes et au lac des Stalactites. 265
Figure 7-21 : Schéma explicatif des variations de la hauteur d'eau (ligne bleue) et de la conductivité électrique (ligne rouge) au lac des Voutes et au lac des Stalactites durant les cycles 2012/2013 et 2013/2014. 267

Figure 7-22 : Variations temporelles de la pluie efficace (Peff), du débit de percolation et de la conductivité électrique des eaux de percolation au lac des Piliers de septembre 2012 à février 2013. 268
Figure 7-23 : Chroniques des concentrations en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} des eaux du lac Bleu et du lac Pedro et variation de la hauteur d'eau enregistrée au lac des Stalactites. 270
Figure 7-24 : Schéma des écoulements alimentant les lacs de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud. 276
Figure 8-1 : Schéma des écoulements dans la ZNS et la nappe de la craie. La part des contributions de chaque masse d'eau sortant de la ZNS, liées aux 3 principaux types de transferts, n'est pas connue. Les apports d'une même masse d'eau évoluent en fonction des caractéristiques de la Peff. 285
Figure 8-2 : Carte de l'épaisseur calculée des argiles à silex au-dessus de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud. 288
Figure 8-3 : Photographie du dispositif d'étude de l'hétérogénéité des flux de percolation. 290

Liste des tableaux

Tableau 1-1 : Relations et constantes d'équilibre du système calco-carbonique (Bakalowicz, 1992). (X) est l'activité de l'espèce X et m dans mX est la molalité de X. 52
Tableau 2-1 : Normales annuelles (1981-2010) des stations de Beauvais-Tillé, Creil, Rouen-Boos et Evreux-Huest : température minimale (Tmin), température maximale (Tmax), pluie brute annuelle (P brute). 65
Tableau 2-2 : Normales mensuelles 1981-2010 des pluies brutes pour les stations de Beauvais-Tillé, Creil, Rouen-Boos et Evreux-Huest (le mois le moins pluvieux est indiqué sur fond bleu et le mois le plus pluvieux est présenté sur fond rose). 65
Tableau 2-3 : Compositions chimiques de différentes craies (unité : % massique, BRGM, 1974)..... 71
Tableau 2-4 : Caractéristiques lithologiques et physiques des craies de l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003)..... 72
Tableau 3-1 : Récapitulatif des données utilisées à l'échelle régionale. 87
Tableau 3-2 : Caractéristiques des stations météorologiques utilisées. 89
Tableau 3-3 : Caractéristiques des piézomètres utilisés dans le cadre de l'étude (Donnée ADES et Fiches InfoTerre). Une station météorologique fournissant les chroniques de pluie pour l'analyse par traitement du signal des chroniques pluie/piézométrie a été associée à chaque piézomètre. La géologie décrite dans le tableau provient du descriptif des forages fournis par la BSS. 89
Tableau 3-4 : Nombre de qualitomètres et nombre d'échantillons analysés en fonction des paramètres chimiques (ions majeurs et Atrazine). 90
Tableau 3-5 : Résumé de l'instrumentation mise en place sur le site de Saint-Martin-le-Nœud..... 93
Tableau 3-6 : Caractéristiques techniques des équipements utilisés. 95
Tableau 3-7 : Dimensions des trois fosses creusées en surface à l'aplomb des lacs. 106
Tableau 3-8 : Résumé des étapes des traçages dans la ZNS..... 108
Tableau 4-1 : Statistiques des pluies brutes des stations Creil, Evreux-Huest, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé, pour la période 2008/2013. Les valeurs minimales sont surlignées en bleu. Les valeurs maximales sont surlignées en jaune. 130

Liste des tableaux

Tableau 4-2 : Statistiques des concentrations en ions majeurs HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^- (en mg L-1) et en Atrazine (en µg/l) fournies par la Banque ADES pour les qualitomètres de la nappe libre de la craie sur la zone étudiée. n.d.= inférieur au seuil de détection. 133
Tableau 4-3 : Epaisseur de la ZNS au-dessus des lacs. Dist.=Distance ; ép. ZNS=épaisseur de la ZNS. 138
Tableau 4-4 : Résumé des tests d'infiltration réalisés à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro. 142
Tableau 4-5 : Statistiques des paramètres physicochimiques et des concentrations en ions majeurs mesurés dans les eaux des lacs (échantillonnage manuel). 151
Tableau 4-6 : Statistiques des concentrations en ions majeurs mesurées dans les eaux de percolation. 151
Tableau 5-1 : Pluies efficaces cumulées des années hydrologique 2008/2009 à 2012/2013..... 173
Tableau 6-1 : Statistiques des concentrations moyennes en ions majeurs et Atrazine de 160 qualitomètres présents sur la zone d'étude (nappe libre de la craie ; Banque ADES)..... 186
Tableau 6-2 : Matrice des corrélations des concentrations en ions majeurs, de l'altitude et de la profondeur d'investigation des qualitomètres (données fournies par la Banque ADES). 190
Tableau 6-3 : Caractérisation des variations temporelles des concentrations en ions de 7 qualitomètres. = : la concentration en ion évolue dans le même sens que la piézométrie (= ? : semble évoluer dans le même sens). ≠ : la concentration en ion évolue en sens inverse de la piézométrie (≠ ?: semble évoluer en sens inverse). ? : pas de lien discernable entre la concentration et la piézométrie. 218
Tableau 7-1 : Matrice des corrélations des ions majeurs. Les valeurs significatives avec un intervalle de confiance de 95% sont mises en gras. Le lac Pedro étant trop différent des autres lacs, il n'a pas été pris en compte pour les calculs. 232
Tableau 7-2 : Matrice des corrélations des ions majeurs (Excès de Ca^{2+} = Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^- ; Ions agric. = NO_3^- + SO_4^{2-} + Cl^-) avec l'épaisseur de la ZNS (ép. ZNS) et la conductivité électrique apparente (Cond-EM31). Les valeurs significatives avec un intervalle de confiance de 95% sont mises en gras (14 individus, le lac Pedro n'est pas pris en compte). 238

Liste des tableaux

Tableau 7-3 : Comparaison des concentrations en ions majeurs des eaux de percolation/lac et calcul de mélange 249

Liste des abbréviations

ACP : analyse en composantes principales

ADES (Banque) : Banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines

BRGM : Bureau de recherche géologique et minière

CLC : *CORINE Land Cover*

EM : *electro-magnetic*

ETP : évapotranspiration potentielle

ETR : évapotranspiration réelle

ICP : indice de caractérisation des pluies

INERIS : Institut national de l'environnement industiel et des risques

LSBB : Laboratoire souterrain à bas-bruit

METIS : Milieux environnementaux, transferts et interactions dans les hydrosystèmes et les sols

Peff : pluie efficace

RU_{max} : réserve utile maximale

TR : temps de réponse

UGPS : *Underground Global Positioning System*

Vm : vitesse modale

WHO : *World health organisation*

ZNS : zone non saturée

ZS : zone saturée

Introduction

Introduction

Dans le Nord-Ouest du Bassin Parisien, la grande majorité de l'eau potable produite provient de l'aquifère de la craie. Cet aquifère constitue donc une ressource à fort enjeux et il est nécessaire de développer la compréhension de son fonctionnement géochimique et hydrodynamique.

L'aquifère de la craie est un milieu hétérogène complexe lié à une large gamme de porosités allant de la porosité matricielle à la porosité de fracture et même parfois au conduit karstique. Cette double voire triple porosité entraine une forte hétérogénéité des processus et des vitesses de transfert (de 10^{-8} m s^{-1} à plusieurs mètres par jour). Dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris, il est en grande partie recouvert par des formations superficielles plus ou moins épaisses et de natures diverses. On distingue les argiles à silex, les lœss et les dépôts argilo-sableux Tertiaire.

Le but de cette thèse est d'étudier les transferts d'eau et de solutés dans l'aquifère de la craie, et en particulier au sein de la zone non saturée (ZNS). Le rôle des caractéristiques géologiques (nature et épaisseur des formations superficielles et de la ZNS de la craie), anthropiques (usage des sols) et climatiques (caractéristiques du forçage d'entrée) sur ces processus de transfert et donc sur les caractéristiques hydrodynamiques et géochimiques des eaux souterraines sera notamment examiné.

La ZNS est le lieu de transit des eaux de pluie depuis la surface jusqu'à la nappe. De plus c'est dans la ZNS (sol, formations superficielles et craie) que la majorité des processus géochimiques impactant la qualité des eaux de la nappe ont lieu. Elle contrôle donc la recharge de la nappe tant d'un point de vue quantitatif (hydrodynamique) que qualitatif (géochimique).

De nombreuses études se sont intéressées aux transferts d'eau et de solutés au sein de la ZNS de la craie (e.g. Dever et al., 1982 ; Ireson et al., 2006 ; Mathias et al., 2005, 2006 ; Brouyère, 2001 ; Van den Daele et al., 2007 ; Ireson et Butler 2011 Keim et al., 2012). Ces études ont permis d'identifier différents type de transferts caractérisés par des vitesses et des processus différents : des transferts matriciels gravitaires lents (avec des échanges avec la fracturation), des transferts directs par la fracturation relativement rapides (qui court-circuitent la matrice), des transferts très rapides par les réseaux de conduits karstiques et des transferts relativement rapides

par effet piston (déstockage des eaux de la ZNS). Les parts respectives et les caractéristiques (dynamique temporelle, qualité …) de ces différents flux transitant à travers la ZNS sont très difficiles à mesurer et varient beaucoup d'un site à l'autre. La modélisation des transferts au sein de la ZNS (e.g. Brouyère 2001 ; Mathias et al., 2005, 2006 ; Van den Daele et al., 2007 ; Ireson et Butler 2011) a permis de montrer le rôle des caractéristiques du forçage d'entrée (une pluie efficace intense favorise les transferts direct par la fracturation) et de l'épaisseur du « sol » (un sol épais joue un effet tampon et diminue la part des écoulements directs par la fracturation). Une des premières questions qui se posent pour l'étude des transferts au sein de la ZNS est donc de bien caractériser la pluie qui va s'infiltrer en entrée du système.
Le rôle des formations superficielles, notamment celui des argiles à silex sur l'hydrodynamique et la géochimie des eaux souterraines de la craie est encore mal connu et varie beaucoup d'une étude à l'autre et d'un site à l'autre : certaines études rapportent un effet tampon et/ou un effet protecteur vis-à-vis des écoulements rapides (Brouyère, 2001 ; …) tandis que d'autres mettent en évidence des chemins préférentiels d'écoulement à travers ces formations et parfois une karstification de la craie plus intense liée aux plus fortes épaisseurs d'argiles à silex (et de formations superficielles ; biblio).

Malgré son rôle essentiel, la ZNS de l'aquifère de la craie reste un milieu difficile à étudier. La plupart des études n'ont pas d'accès direct à la ZNS (e.g. Edmunds et al., 1987 ; Valdés, 2005 ; Lee et al., 2006 ; Stuart et Smedley, 2009 ; El Janyani et al., 2012). En effet, ces études portent (principalement) sur des exutoires naturels (sources) ou anthropique (forages) qui intègrent les eaux de la ZNS mais aussi les eaux de la zone saturée (ZS) amont et la vidange de la nappe. Les processus ayant lieu dans la ZNS sont donc masqués par les processus ayant lieu dans l'aquifère dans sa globalité. Les études présentant des mesures réalisées directement sur la ZNS n'ont souvent accès qu'à quelques points équipés de bougies poreuses, de lysimètres ou de piézomètres se limitant aux premiers mètres de profondeur avec la difficulté de définir la représentativité de cet échantillonnage très local (e.g. Dever et al., 1982 ; Edmunds et al., 1987 ; Ireson et al., 2006 ; Brouyère, 2001 ; Van den Daele et al., 2007). Très peu de sites permettent d'échantillonner directement les eaux en sortie de la ZNS de la craie : c'est le cas du site de Keim et al., 2012 qui a permis d'étudier les débits de percolation dans un tunnel situé dans la ZNS de la

craie (avec différentes épaisseurs de ZNS). Cependant ce tunnel n'a pas d'accès aux eaux de la nappe et ne permet donc pas de comparer ZS et ZNS.

Notre étude se base sur un site remarquable : La carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud. Cette cavité anthropique de 1 km de long pour environ 300 m de large, est située au sein d'un dôme topographique à 5 km au Sud de Beauvais sur le flanc Est de l'anticlinal de Bray. A la surface, le sol est exploité pour la culture céréalière. En souterrain, la nappe de la craie affleure dans le fond de la cavité, formant une quinzaine de lacs alignés dans l'axe de creusement de la carrière. Des eaux provenant de la ZNS percolent au plafond de la carrière. Ce site est particulièrement intéressant pour l'étude des eaux souterraines de la craie car :

(1) il permet un accès direct aux eaux provenant de la ZNS (eaux de percolation).
(2) il permet un accès à la nappe de la craie à l'interface ZS/ZNS (lacs souterrains).
(3) il est situé au sein d'un dôme piézométrique, limitant fortement l'influence de l'amont hydraulique. On peut donc étudier directement les processus de la ZNS.
(4) Les caractéristiques de la ZNS et les pratiques agricoles sont hétérogènes et contrastées (épaisseur de la craie de la ZNS et des argiles à silex variables, utilisations d'intrants plus ou moins importantes...), et ce à l'échelle d'un km de long.

La cavité a été équipée avec des appareils enregistrant en continu les variations du niveau des lacs, les flux de percolation et la qualité physico-chimique des eaux (température et conductivité électrique). De nombreuses campagnes de terrain, ainsi que la mise en place de préleveurs automatiques ont permis d'échantillonner et d'analyser la géochimie des eaux des lacs et des eaux de percolation (ions majeurs et pesticides). L'épaisseur et la nature de la ZNS et des formations superficielles a été étudiée grâce à des méthodes géophysiques (tomographies électriques, EM31, UGPS) et par le creusement de trois fosses en surface de la cavité.

D'autres sites similaires situés dans des aquifères calcaires ont déjà été étudiés (e.g. la grotte du Père Noël, Genty et Deflandre, 1998 ; les cavernes de Stum Cross, Baker et Brunsdon, 2003 ; les grottes de Wombeyan, McDonald et al, 2007 ; le

Laboratoire souterrain à bas-bruit (LSBB ; Fontaine de Vaucluse), Perineau et al., 2011). Cependant ces sites sont des cavités naturelles (excepté pour le LSBB, galerie creusée dans la ZNS d'un karst), donc karstiques, et ce sont ainsi les transferts rapides qui sont le plus étudiés. L'autre différence est qu'ils ne donnent pas accès à la ZS. La cavité anthropique de Saint-Martin-le-Nœud a donc le triple intérêt de permettre l'étude des transferts matriciels lent, de la nappe à l'interface ZNS/ZS et d'être situé dans la craie.

L'étude locale à l'échelle de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud a été complétée par une étude à l'échelle régionale au Nord-Ouest du Bassin de Paris (elle s'étend sur environ 115 km d'Est en Ouest et sur environ 70 km du Nord au Sud) : la région étudiée a été choisie car elle présente trois domaines qui se distinguent par la nature et l'épaisseur des formations superficielles recouvrant la craie. A l'Ouest, la zone d'étude est couverte par de fortes épaisseurs d'argiles à silex, au centre, les argiles à silex sont de faible épaisseur et la craie est parfois à l'affleurement, à l'Est et au Sud elle est recouverte par des dépôts argilo-sableux Tertiaire. La nappe libre de la craie est suivie par 22 piézomètres et 136 qualitomètres permettant d'étudier les variations temporelles et la distribution spatiale de la piézométrie et de la géochimie des eaux (ions majeurs et pesticides). Ces données sont fournies par la Banque ADES. Les stations météos de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos permettent de caractériser le climat.

Dans cette thèse, une approche classique a été utilisée. Dans un premier temps, elle a consisté à caractériser la variabilité spatio-temporelle de paramètres hydrodynamiques (piézométrie, débit de percolation) et géochimiques (conductivité électrique, concentrations en ions majeurs, en Atrazine, en Déséthylatrazine) des eaux souterraines de la craie. Dans un deuxième temps cette variabilité a été croisée aux informations concernant le contexte climatique (caractéristiques de la pluie efficace - Peff), géologique (caractéristiques de la ZNS), et anthropique (usage des sols), afin de faire ressortir les processus et les facteurs de contrôle qualitatifs et quantitatifs des eaux de la craie. Cette approche a été mise en place à l'échelle locale de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud et à l'échelle régionale.

Ce manuscrit est organisé en 8 parties.

La première partie présente une synthèse des connaissances actuelles sur la structure et la composition de l'aquifère de la craie (ZNS et ZS) et des formations superficielles et sur l'hydrodynamique et la composition géochimique des eaux souterraines de cet aquifère.

La deuxième partie décrit les différentes caractéristiques du site d'étude à l'échelle régionale et à l'échelle locale de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

La troisième partie présente les moyens d'acquisition des données utilisées et les méthodes de traitement de ces données.

La quatrième partie présente l'ensemble des résultats (climatiques, géophysiques, hydrodynamiques et géochimiques) obtenus à l'échelle régionale et à l'échelle locale. Ces résultats seront analysés dans les parties suivantes.

La cinquième partie présente dans un premier temps les fonctions d'entrée classiquement utilisées (la pluie brute, la pluie efficace, et les indices de caractérisation des pluies) et leur application à notre cas d'étude. L'impact de différents paramètres (pas de temps, RU_{max}) est testé. Enfin, la méthode utilisée pour déterminer la pluie utilisée dans la suite de l'étude est validée en comparant (par traitement du signal) les corrélations entre différentes fonctions d'entrée et les chroniques pluie/hauteur d'eau.

La sixième partie analyse la variabilité spatio-temporelle de l'hydrodynamique et de la géochimie des eaux souterraines de la craie à l'échelle régionale. Dans un premier temps la distribution spatiale de la géochimie (ions majeurs et Atrazine) est étudiée par des méthodes cartographiques et statistiques dans le but de définir comment, et par quels processus, le contexte (géologique et anthropique) contrôle la géochimie de la nappe libre de la craie. Dans un deuxième temps les chroniques pluie/piézométrie et pluie/concentrations en ions majeurs sont analysées (notamment par traitement du signal). L'hétérogénéité spatiale des dynamiques temporelles est analysée et croisée au contexte. Enfin les facteurs de contrôle (ZNS, formations superficielles, climat, occupation des sols...) sont discutés.

La septième partie présente une analyse similaire au chapitre précédent appliquée cette fois à l'échelle de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, avec une haute résolution spatiale. Le premier chapitre présente une étude de l'impact de l'épaisseur

de la ZNS, des argiles à silex et des pratiques agricoles sur la distribution spatiale des concentrations en ions majeurs dans les eaux des lacs souterrains et les eaux de percolation. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans *Journal of Hydrology* en 2014 (Annexe 1). Le deuxième chapitre analyse les variations temporelles des débits de percolations, de hauteur d'eau des lacs et de la géochimie afin de définir les différents processus de transfert ayant lieu dans la ZNS. Dans le troisième chapitre, les facteurs de contrôle (ZNS, formations superficielles, climat, occupation des sols...) sont analysés à l'échelle de la carrière.

Enfin la conclusion générale de la thèse synthétise les résultats obtenus sur la variabilité spatio-temporelle de l'hydrodynamique et de la géochimie des eaux souterraines de la craie ainsi que les facteurs de contrôle de cette variabilité. Les limites de l'étude ainsi que les perspectives de recherche ouvertes par ces travaux viennent conclure cette partie.

Partie 1. Etat des connaissances sur l'aquifère de la craie

Partie 1. Etat des connaissances sur l'aquifère de la craie

Les aquifères crayeux de France, de Belgique et d'Angleterre renferment des ressources en eau stratégiques car ils fournissent une part importante des eaux utilisées pour l'alimentation en eau potable (Edmunds et al., 1987 ; Kloppmann et al., 1996 ; Brouyère et al., 2004a). En France notamment, un quart des extractions d'eau souterraine proviennent de la nappe libre de la craie (CEE, 1982). Cependant, ces dernières décennies, la qualité des eaux de la nappe de la craie a tendance à se dégrader (Baran et al., 2008 ; Jackson et al., 2008). Là où la nappe est libre, les pollutions en nitrates (NO_3^-) sont courantes et peuvent conduire à la fermeture de certains captages.

La protection de cette ressource nécessite une connaissance approfondie de l'aquifère crayeux. La craie est un milieu complexe, en raison de la double (voire triple) porosité qui la caractérise (matrice, fractures, et conduits), et de l'hétérogénéité des formations qui la recouvrent (les formations superficielles de la craie sont de trois grands types : les argiles à silex, les lœss et les dépôts argilo-sableux tertiaires). Ces différentes caractéristiques conditionnent fortement les transferts (eaux et solutés) au sein de la zone non saturée (ZNS) et donc la géochimie des eaux souterraines.

Le premier chapitre présente les caractéristiques principales de l'aquifère de la craie (nature et structure de la craie, et caractéristiques des principales formations superficielles qui la recouvrent). Le deuxième chapitre est consacré à la nappe de la craie (transferts et qualité des eaux souterraines).

Chapitre 1. L'aquifère de la craie

La craie est une roche sédimentaire marine (Megnien, 1978 ; Foucault et Raoult, 2005). C'est une roche carbonatée de couleur blanche, poreuse, tendre et friable, à grain très fin qui peut former des falaises de plusieurs dizaines de mètres sur les côtes et notamment en Normandie (Figure 1-1). Elle est formée en grande majorité d'une accumulation de coccolithes (plaques de carbonates de calcium de 1 à 10 µm de diamètre produites par des microalgues du phytoplancton pélagique) et contient souvent des foraminifères planctoniques (Figure 1-2). Le ciment de calcite y est peu abondant. La craie est connue seulement dans les séries mésozoïques des bassins sédimentaires peu profonds. Elle est composée à plus de 90% de calcite ($CaCO_3$) et d'une part variable de dolomie (0 à 10%). La craie peut également contenir des minéraux siliceux provenant des restes de nanoplancton et microfossiles siliceux, ainsi que des macrofossiles d'éponges (Fabricius, 2007). Des minéraux phosphatés peuvent être présents. La craie est aussi composée en partie de minéraux argileux (éléments silicoclastiques provenant des continents, transportés par le vent et/ou par les rivières). Elle se divise en cinq étages (Cénomanien, Turonien, Coniacien, Santonien et Campanien) aux propriétés variables (voir Partie 2).

Figure 1-1 ; Falaises de craie d'Etretat (Crédit photo : Michaud A.-M., 2010. source : http://www.geodiversite.net/media279).

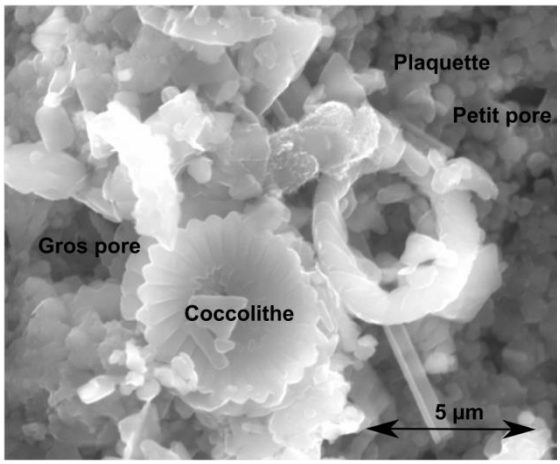


Figure 1-2 : Image de la craie d'Estreux au MEB Environnemental (D'après Nguyen, 2009).

1.1 Un milieu à double (voire triple) porosité

La porosité d'une roche est le ratio entre le volume des vides et le volume total de la roche (exprimé en %). La craie est une roche carbonatée avec une double ou triple porosité selon les cas : porosité matricielle, porosité de fracture et porosité karstique (MacDonald et al., 1998).

1.1.1 La porosité matricielle

La matrice possède une forte porosité, entre 20 et 40% (Megnien, 1978). Seule la porosité efficace va permettre les transferts de flux d'eau et de soluté. Elle est estimée entre 1 et 4% (Castany, 1982). La porosité matricielle confère à l'aquifère ses propriétés capacitives. Cependant, elle est peu transmissive car la perméabilité de la matrice est faible (environ 10^{-8} m s^{-1} ; Megnien, 1978 ; Price et al., 1993).

1.1.2 La porosité de fracture

La porosité de fracture est de l'ordre de 1% du volume total de la porosité (Megnien, 1978). Elle possède une bonne perméabilité entre 10^{-6} et 10^{-3} m s^{-1} et assure donc la fonction transmissive de l'aquifère (Megnien, 1978 ; Price et al., 1993).

1.1.3 La porosité de conduits (karstique)

L'aquifère crayeux peut être karstifié, notamment dans le sud de l'Angleterre (e.g., MacDonald et al., 1998 ; McDowell et al., 2008) et dans l'Ouest du Bassin de Paris (En Normandie et au Sud de Fontainebleau ; e.g., Calba, 1980 ; Rico, 1990b ; Feeny, 1993 ; Nebbache, 1999 ; Massei, 2001 ; Dussart, 2003 ; Valdés, 2005). Il semble que la karstification de craie soit reliée à de fortes épaisseurs de formations superficielles (Maurice et al. 2006 ; McDowell et al., 2008; Valdés et al., 2014 ; les résultats de ces études sont détaillés dans les paragraphes 1.2 et 2.1.1.4). Le karst de la craie ne présente pas de grands vides, mais est constitué de nombreux conduits. Ces conduits sont de taille modérée, de l'ordre du centimètre à quelques dizaines de centimètres au maximum (Rodet, 1997).

1.2 Les formations superficielles de la craie

La craie est souvent couverte par des formations superficielles d'épaisseurs variables, en couches continues ou plus localement, notamment en France, en Belgique et dans le sud de l'Angleterre (McDowell et al., 2008 ; Brouyère, 2001 ; Laignel, 2003). Parmi ces formations, on distingue les dépôts sablo-argileux d'âge Tertiaire, les argiles à silex et les lœss d'âge Cénozoïque (Figure 1-3).

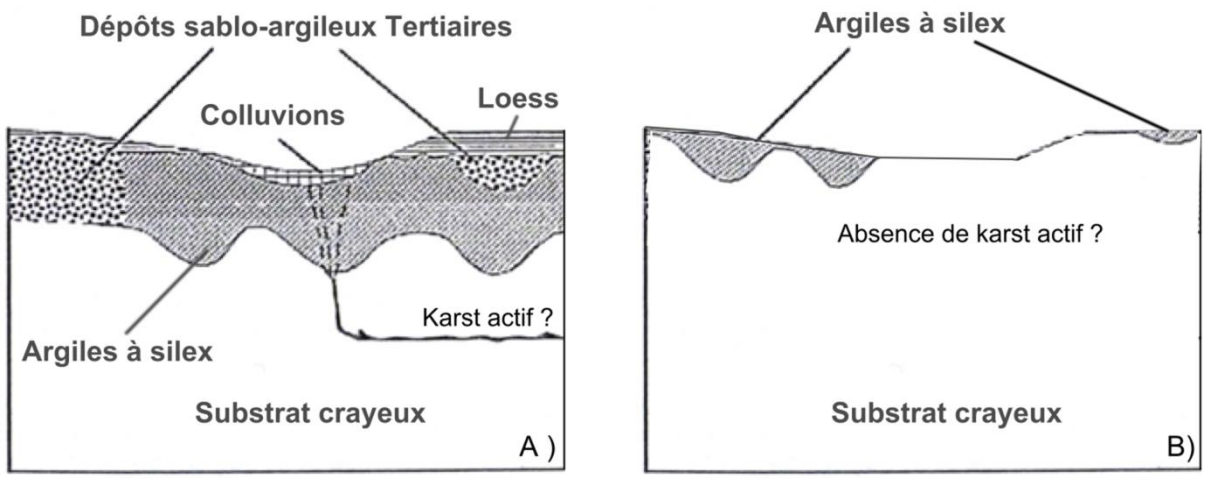


Figure 1-3 : Coupe schématique d'une craie recouverte par A) de forte épaisseur de formations superficielles et B) de formations superficielles peu épaisses et discontinue, voir absente (d'après Valdés, 2005).

1.2.1 Les dépôts sablo-argileux d'âge Tertiaire

Les dépôts Tertiaires sont principalement constitués par des dépôts sableux avec une part d'argiles variable et par des dépôts argileux. Les dépôts Tertiaires peuvent également être constitués par des Calcaires notamment dans les dépôts Lutéciens. D'épaisseurs très variables, ils se présentent sous forme de poches ou sous forme de nappes superficielles. Ce sont des formations complexes et leur étude est difficile (Laignel, 2003).

1.2.2 Les lœss

Les lœss sont des dépôts sédimentaires meubles, continentaux, d'origine éolienne et dominés par une fraction granulométrique silteuse (3,9-62,5 µm ; Foucault et Raoult, 2005). Ces dépôts s'inscrivent pour le Nord-Ouest de l'Europe, dans un cycle morphogénétique de climat froid et aride et dont les modalités varient en fonction des conditions climatiques régionales (Lautridou, 1985).

1.2.3 Les argiles à silex

Les argiles à silex sont composées de silex centimétriques à décimétriques plus ou moins nombreux emballés dans une matrice contenant diverses proportions d'argiles, de limons et de sables (Laignel, 1997). Elles sont le résultat de l'altération météorique de la craie au cours du Cénozoïque. La craie est dissoute par les eaux de pluie qui se chargent en CO_2 en traversant le sol. Les éléments insolubles sont évacués et il reste des dépôts résiduels qui constituent les argiles à silex (Laignel, 1997 ; Laignel et Meyer, 2000 ; Laignel et al., 2002a). Les différents types d'argiles à silex sont détaillés Annexe 2.

Chapitre 2. La nappe de la craie

Les caractéristiques de l'aquifère crayeux (multi-porosité ; recouvrement par des formations superficielles) conditionnent l'hydrodynamique et la géochimie des eaux souterraines de la craie. La première sous-partie de ce chapitre décrit les différents types de transferts d'eau et de solutés (au sein de la ZNS et de la ZS). La deuxième sous-partie est consacrée aux caractéristiques géochimiques de la nappe de la craie. Enfin, la dernière sous-partie présentera les approches (locales et régionales) classiquement utilisées pour l'étude des transferts dans la craie.

2.1 Les transferts dans la craie

Les différents transferts d'eau et de solutés sont liés aux trois types de porosités de l'aquifère crayeux. On distingue les transferts au sein de la ZNS (milieu triphasique : roche, air et eaux) et les transferts au sein de la ZS (milieux diphasique saturé en eau).

2.1.1 Les transferts d'eau et de solutés au sein de la zone non saturée

2.1.1.1 Trois modalités de recharge

L'aquifère de la craie présente trois types de recharge (qui interagissent entre eux, Van den Daele et al., 2007) :

- recharge lente à travers la matrice (vitesse de transfert de l'ordre de 1 m an^{-1} soit environ 10^{-8} m s^{-1}),
- recharge intermédiaire à rapide à travers le réseau de fracturation (de l'ordre de 10^{-5} m s^{-1}),
- recharge très rapide en cas de karstification.

La part de chaque processus de transfert varie très fortement en fonction des paramètres intrinsèques de chaque site d'étude (épaisseur et caractéristiques du sol et des formations superficielles, caractéristiques physiques des couches de craie...) et des conditions climatiques (Cooper et al., 1990 ; Price et al., 2000 ; Mathias et al., 2006 ; Ireson et Butler, 2011). Il est souvent difficile voire impossible d'estimer les caractéristiques (dynamique, qualité) et les contributions respectives de chacune de ces différentes masses d'eau participant à la recharge de la nappe.

a) Transferts lents au sein de la matrice vs transferts rapides par le réseau de fractures

La réponse de la nappe (ses variations piézométriques) peut être considérée comme résultant de deux processus antagonistes : la vidange naturelle de la nappe (due à un gradient hydraulique entre l'amont et l'aval) *versus* les apports provenant de la ZNS (Ireson et al., 2006).

La réponse relativement rapide de la nappe de la craie (quelques mois) après une période de recharge a longtemps été interprétée comme étant due aux transferts rapides à travers le réseau de fractures. Depuis les travaux de Smith et al. (1970), cette réponse rapide est le plus souvent interprétée comme étant une réponse « apparente » de la nappe, due à la « chasse » des eaux stockées dans la ZNS par effet piston. De nombreuses études s'accordent ainsi à dire que la recharge dominante est assurée par les transferts lents (vitesse de l'ordre de 1 m an^{-1}, soit 10^{-8} m s^{-1}) à travers la matrice (Smith et al., 1970 ; Wellings et al., 1984 ; Hodnet et Bell, 1990 ; Barraclough et al., 1994 ; Haria et al., 2003 ; Brouyère et al., 2004b ; Mathias et al., 2005 ; Van den Daele et al., 2007 ; Ireson et al., 2009 ; Ireson et Butler, 2011).

Les transferts à travers la fracturation sont considérés comme plus faibles en volume mais beaucoup plus rapides. Jones et Cooper (1998) ou Mathias et al. (2006) estiment que ces transferts représentent environ 30% du total des flux. Van den Daele et al. (2007) obtient des valeurs pouvant atteindre 85%. Néanmoins, il conclut qu'il est impossible de donner un chiffre « universel », valable pour tous les sites d'études, d'estimation du pourcentage de flux passant par la fracturation. Ireson et Butler (2011) rapportent des vitesses pouvant atteindre quasiment 1 m h^{-1} (10^{-4} m s^{-1}). Cependant, les transferts à travers la fracturation peuvent localement et/ou temporairement dominer (Mathias et al., 2006 ; Ireson et Butler, 2011).

Il faut en fait considérer deux types de flux de fractures (Ireson et Butler, 2011). (1) Les flux non-préférentiels : des écoulements dans le réseau de fracturations se produisent lorsque les potentiels matriciels des fractures et de la matrice sont en équilibre, avec des temps de réponse de l'ordre de 1 m jr^{-1} (10^{-5} m s^{-1}). (2) Les flux préférentiels : les écoulements préférentiels sont liés à des épisodes pluvieux intenses et court-circuitent la matrice avec des réponses pouvant atteindre 1m h^{-1} (10^{-4} m s^{-1}).

b) Les transferts rapides des aquifères crayeux karstifiés

La craie peut être localement karstifiée (voir paragraphe 1.1.3). Les conduits karstiques sont peu développés mais sont responsables, lorsqu'ils sont actifs (non comblés par des argiles), de transferts très rapides depuis des points d'engouffrement (bétoires) en surface jusqu'à la nappe. Les vitesses de transfert à travers la karstification ont été estimées, à l'aide de nombreux traçages, entre 50 et 600 m h^{-1} (Conrad et al., 1978 ; Roux, 1978 ; Calba et al., 1979 ; Calba, 1980 ; Rico, 1989, 1990a, 1990b ; MacDonald et al., 1998 ; Nebbache, 1999 ; Massei, 2001). Ces transferts sont souvent peu contributifs pour la recharge de la nappe mais peuvent être chargés en contaminants de surface et entrainer des problèmes ponctuels de qualité des eaux (exemple : turbidité, NO_3^-, contaminations bactériennes…).

2.1.1.2 Transferts de solutés

De nombreuses études se sont intéressées au transport de solutés (et de pollutions ponctuelles et diffuses) à travers la ZNS. Ce transport dépend des processus de recharge dans la ZNS ainsi que des caractéristiques physicochimiques de chaque soluté (e.g. Barraclough et al., 1994 ; Mathias et al., 2005 ; Brouyère, 2006 ; Baran et al., 2008 ; Orban et al., 2010 ; Descostes et al., 2012).

Lorsque les écoulements se font par la matrice, avec des flux de fracture non préférentiels, les auteurs s'accordent généralement sur une faible vitesse de transfert de l'ordre de 1 m a^{-1}, variant de 0,45 m a^{-1} (Ballif, 1992) à 0,7-1,1 m a^{-1} (Barraclough et al., 1994). Le transport des solutés depuis la surface jusqu'à la nappe peut ainsi être retardé plusieurs années par la ZNS (Brouyère et al., 2004b). Cependant, en cas de flux de fracture préférentiels (notamment lors d'épisodes pluvieux intenses) ou en présence de karst, les eaux et solutés peuvent être transportés dans le réseau de fracturation et/ou dans le réseau karstique, en court-circuitant la matrice. Des contaminants peuvent ainsi arriver rapidement (quelques heures ou quelques jours) jusqu'à la nappe (Brouyère et al., 2004b ; Ireson et Butler, 2011).

2.1.1.3 Modèles de transfert au sein de la ZNS

Depuis 40 ans, de nombreuses études ont cherché à modéliser les transferts d'eau et de solutés dans la ZNS de la craie (e.g. Young et al. 1976 ; Oakes, 1977 ; Barker et Foster, 1981 ; Oakes et al., 1981 ; Andrews et al., 1997 ; Carrera et al., 1998 ; Brouyère 2001 ; Mathias et al., 2005, 2006 ; Ireson et Butler 2011).

Les premiers modèles (Young et al. 1976 ; Oakes, 1977 ; Barker et Foster, 1981 ; Oakes et al., 1981) ont fait l'hypothèse d'un régime permanent, avec les flux d'eau passant uniquement à travers la fracturation tandis que les solutés seraient diffusés à travers la matrice. Bien que capables de simuler les profils verticaux des concentrations en solutés, ces modèles ne parvenaient pas à expliquer les faibles dispersions spatiale et temporelle des solutés généralement observées dans la ZNS de la craie (Mathias, 2006).

Les modèles plus récents (Brouyère 2001 ; Mathias et al., 2005, 2006 ; Ireson et Butler 2011) ont amélioré la représentation des transferts dans la ZNS crayeuse grâce à la prise en compte du régime transitoire (introduit par Andrews et al., 1997) et des interactions entre les différents compartiments (matrice et fractures, éventuellement divisées en un continuum de domaines caractérisés par des porosités et des conductivités hydrauliques distinctes). Ces modèles ont permis de représenter des observations apparemment contradictoires généralement mises en évidence : réponse rapide de la nappe, absence de ruissellement de surface, migration lente des solutés avec peu de dispersion (Mathias et al., 2006).

2.1.1.4 Impact des formations superficielles sur le fonctionnement hydrodynamique

De nombreuses études ont modélisé les transferts à travers la ZNS et ont montré qu'ils sont en partie contrôlés par l'épaisseur et la nature des sols et formations superficielles. Ceux-ci peuvent agir comme un « tampon » qui va prolonger la période de drainage et réduire la part de transfert à travers la fracturation (Cooper et al., 1990 ; Ireson et al., 2006 ; Ireson et Butler, 2011). El Janyani et al. (2012) ont montré, en Haute Normandie et dans le cas d'une craie karstifiée, que l'épaisseur des argiles à silex a une influence sur la variabilité annuelle du niveau d'eau de la nappe de la craie : là où les épaisseurs des argiles à silex sont les plus fortes, les variations du niveau d'eau sont les plus faibles.

D'autres études ont montré des résultats plus contrastés. Par exemple, le British Geological Survey s'est également intéressé au rôle des formations superficielles sur les processus d'infiltration dans la ZNS (Klinck et al., 1998). Des analyses en laboratoire ont permis de mesurer la conductivité hydraulique des argiles à silex : Elle est, en surface, de l'ordre de 10^{-5} m s^{-1} et décroit jusqu'à 10^{-8} m s^{-1} à une profondeur

de 1 m. Elle est interprétée comme étant due aux craquelures (fentes de dessiccation) qui incisent les argiles à silex en surface. À l'interface avec la craie, la conductivité hydraulique des argiles à silex remonte à 10^{-5} m s^{-1} en raison de la présence de cisaillements sub-verticaux rapprochés liés à l'altération de la craie sous-jacente. L'hétérogénéité des épaisseurs des argiles à silex ainsi que la présence localisée de « poches » de formations plus riches en sable et en lœss peuvent favoriser des infiltrations rapides vers la nappe (notamment en présence de karstification).

En contexte karstique, Jardani et al. (2006) ont observé la présence de "crypto-bétoires" (points d'engouffrement « cachés ») localisées dans les argiles à silex. Dans ce même contexte, Valdés et al. (2014) ont montré que les plus fortes épaisseurs d'argiles à silex sont liées aux plus fortes concentrations en ions allochtones et aux plus faibles concentrations en ions autochtones, mesurées dans les eaux de la nappe de la craie. Ces observations ont été interprétées comme résultant de la concentration des eaux et des solutés provenant de la surface dans les dépressions de l'interface argiles à silex – craie en profondeur (Figure 1-4). Dans le nord de la Seine Maritime, il semble également que les zones les plus karstifiées, caractérisées par les plus fortes turbidités de l'eau aux exutoires, correspondent aux zones ou les argiles à silex sont les plus épaisses (Figure 1-4 ; Valdés et al., 2014).

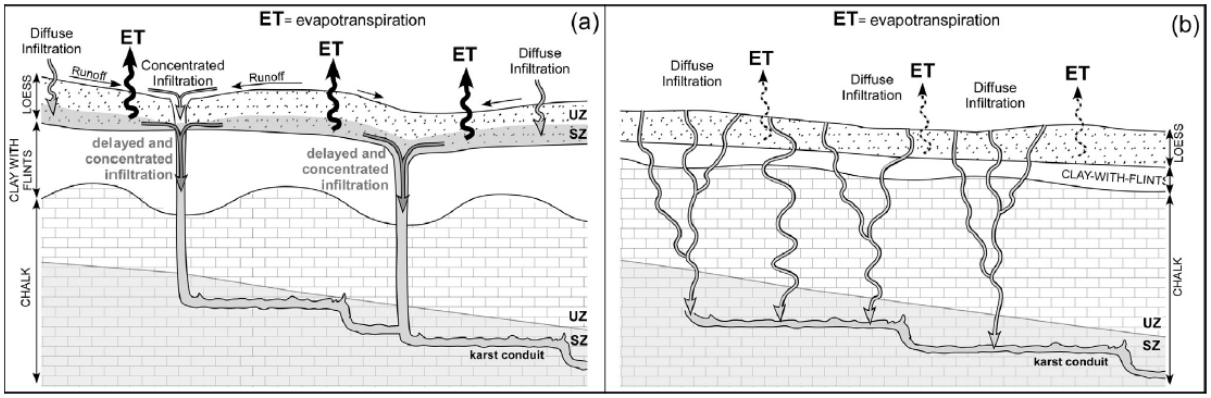


Figure 1-4 : Modèle conceptuel de l'infiltration avec (a) des argiles à silex épais et (b) des argiles à silex peu épais (Valdés et al., 2014).

Des résultats similaires ont été obtenus au Royaume-Uni, cette fois avec des dépôts Tertiaires (et non pas des argiles à silex). Dans la craie au sud de l'Angleterre, Maurice et al. (2006) ont montré que les zones les plus karstifiées (où les conduits

karstiques sont les plus nombreux) sont situées sous les plus fortes épaisseurs de dépôts Tertiaires (Figure 1-5).

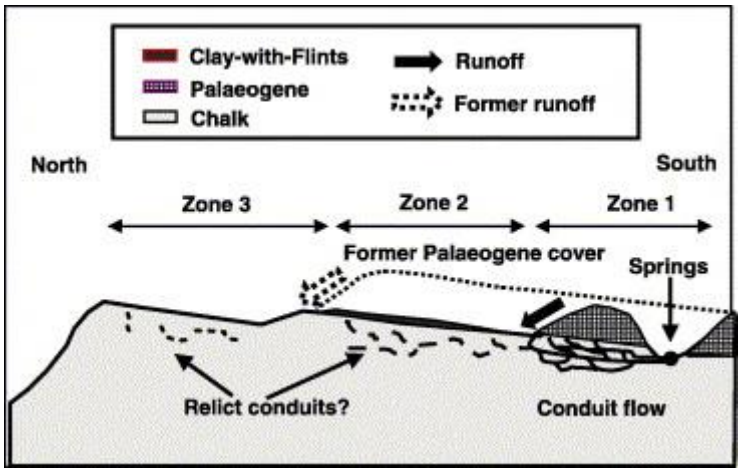


Figure 1-5 : Modèle conceptuel du développement de la karstification de la craie sans couverture, couverte par des argiles à silex et sous de forte épaisseur de dépôts Tertiaire (Maurice et al., 2006).

De même, McDowell et al., 2008 ont montré que, dans le Sud-Est du Hampshire (Angleterre) les zones les plus karstiques étaient situées dans des zones combinant (1) des formations superficielles d'âge Tertiaire comprenant des dépôts arénacés (sableux) et (2) la présence de paléovallées.

2.1.2 Les transferts au sein de la ZS

Les écoulements au sein de la ZS sont principalement latéraux sous l'action des gradients hydrauliques. La recharge provenant de la ZNS et de la ZS amont et la vidange naturelle de la nappe due à la différence de charge entre l'amont et l'aval sont les deux processus antagonistes qui contrôlent les variations piézométriques de la nappe (Ireson et al., 2006).

Lorsque les apports provenant de la ZNS sont supérieurs aux pertes dues à la vidange naturelle, le niveau d'eau de la nappe augmente.

La nappe de la craie présente généralement des variations annuelles du niveau d'eau relativement importantes (plurimétriques le plus souvent et jusqu'à quelques dizaines de mètres les années les plus pluvieuses ; Figure 1-6) dues à l'alternance des périodes de recharge (automne-hiver : les précipitations s'infiltrent dans la ZNS) et des périodes sèches (printemps-été : les précipitations sont quasiment entièrement reprises par l'évapotranspiration). Des variations pluriannuelles sont également observables (Figure 1-6). Globalement la nappe de la craie présente un

comportement très inertiel où il est souvent impossible de distinguer l'impact individuel de chaque événement pluvieux sur les variations piézométriques de la nappe.

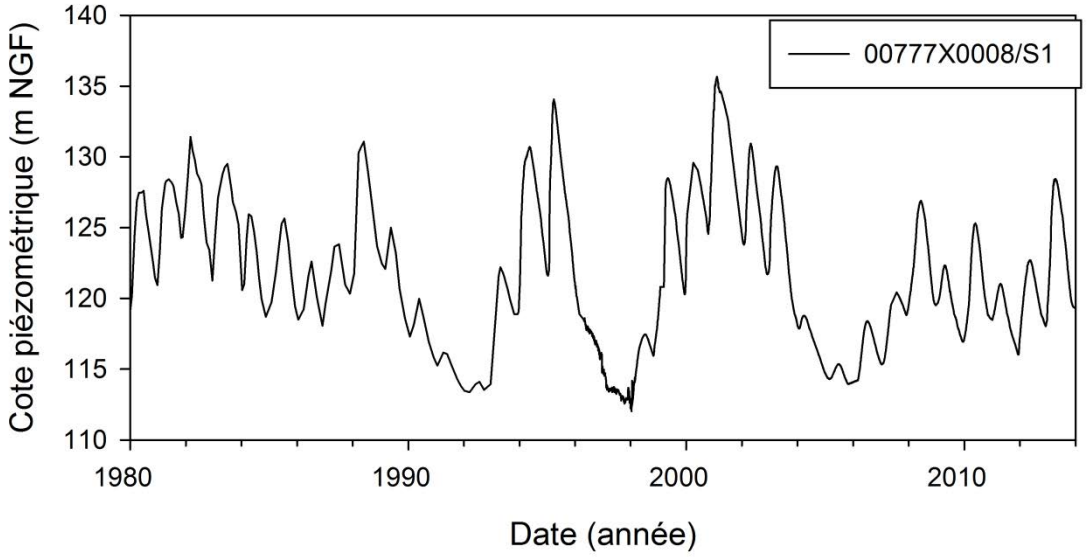


Figure 1-6 : Exemple de variations piézométriques de la nappe de la craie enregistrées à Catenay (76).

Toutefois, des variations du niveau d'eau, de plus courte durée (de l'ordre du jour) et de faible amplitude peuvent également être observées en cas d'arrivées de flux traversant rapidement la ZNS (karst ou fracturation développée).

2.2 Géochimie des eaux souterraines de la craie

Les eaux de la nappe de la craie sont typiquement bicarbonatées-calciques. La plupart des caractéristiques géochimiques sont acquises à l'interface sol-argile à silex/craie et au sein de la ZNS (Edmunds et al., 1993). Quelques réactions chimiques supplémentaires affectant la qualité des eaux ont lieu dans la ZS, avec notamment des échanges cationiques entre les ions en solutions et les argiles de la craie (Edmunds et al., 1993). La géochimie des eaux de la craie est influencée par quatre principaux compartiments :

(1) *Le compartiment « atmosphérique » (apports naturels et anthropiques)*

La distance du point étudié à la mer et/ou à une source de pollution aérienne (industrielle, agricole, urbaine...) conditionne la nature et la concentration des ions d'origine atmosphérique. Dans la nappe de la craie, les principaux ions attribués aux apports atmosphériques sont Na^+, Cl^- et SO_4^{2-} (Kloppmann et al., 1994).

(2) Le compartiment « sol »

Les sols crayeux sont souvent exploités pour l'agriculture et notamment pour la culture céréalière. Des intrants agricoles tels que les fertilisants (ex : fertilisants azotés) où les pesticides (ex : Atrazine) sont (ou ont été) utilisés. Ces pratiques agricoles peuvent être à l'origine d'une augmentation dans les nappes, de la concentration en contaminants tels que NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Atrazine et Déséthylatrazine (Kloppmann et al., 1994 ; Négrel et Pauwels, 2004 ; Darwish et al., 2011 ; Boy-Roura et al., 2013).

(3) *Le compartiment « ZNS de la craie » (structure et la composition)*

La matrice crayeuse est composée à environ 90% de calcite (avec des proportions variables d'autres minéraux tels que la dolomie et les argiles). HCO_3^- et Ca^{2+} sont des ions autochtones, issus de la dissolution de la calcite. Mg^{2+} peut provenir de la dissolution de la dolomite (Pitman, 1978 ; Bakalowicz, 1979 ; Edmunds et al., 1987 ; Stuart et Smedley, 2009). La structure de la craie contrôle en partie la vitesse des solutés à travers la ZNS et leur arrivée jusqu'à la nappe.

(4) *Le compartiment « formations superficielles » (nature et l'épaisseur)*

Les minéraux argileux présents dans les formations superficielles peuvent être responsables de l'enrichissement des eaux en Mg^{2+} et K^+, par échanges cationiques avec Ca^{2+} et Na^+ (Pitman, 1978 ; Stuart et Smedley, 2009).

Ces quatre facteurs influencent la qualité des eaux par l'intermédiaire de processus géochimiques et physicochimiques. Ceux-ci sont détaillés dans la partie ci-dessous.

2.2.1 Description des quatre principaux processus contrôlant la géochimie des eaux de la craie

Les quatre principaux processus contrôlant la géochimie des eaux de la craie sont : (1) la concentration par évaporation/dilution par les eaux de pluie, (2) la dissolution, (3) les échanges cationiques et (4) les processus de transfert au sein de la ZNS. Ils sont décrits ci-dessous :

(1) Concentration par évaporation/dilution par les eaux de pluie

L'eau stockée dans les sols (avant de s'infiltrer à travers la ZNS et de participer à la recharge de la nappe) peut être diluée lors des événements pluvieux et peut être à l'inverse concentrée par évapotranspiration, notamment en été.

(2) Dissolution

Les eaux de pluies traversant le sol vont se charger en CO_2, devenant agressives vis-à-vis des carbonates.

La mise en solution des ions autochtones par dissolution des carbonates est une réaction triphasique, ensemble d'équilibres réversibles (Tableau 1-1), synthétisée par la réaction suivante :

$$CO_2 + H_2O + MeCO_3 <=> 2(HCO_3^-) + Me^{2+}$$

où Me^{2+} représente un cation bivalent : Ca^{2+}ou Mg^{2+}.

Tableau 1-1 : Relations et constantes d'équilibre du système calco-carbonique (Bakalowicz, 1992). (X) est l'activité de l'espèce X et m dans mX est la molalité de X.

Réactions d'équilibres	Equations thermodynamiques liées aux constantes de dissociation et/ou d'équilibres
1) Entre phase liquide et phase gazeuse : + Dissolution ou évasion du CO_2 $(CO_2)_g <=> (CO_2)_l$	K_0 : constante de Henry pour le CO2 $K_0 = (CO_2)_l / pCO_2$
2) Dans la phase liquide : + Hydratation du CO_2 et ionisations $CO_2 + n\,H_2O <=> (CO_2, n\,H_2O)$ $(CO_2, n\,H_2O) + pH_2O <=> HCO_3^- + H_3O^+ + (n+p-2)\,H_2O$ $HCO_3^- + H_2O <=> CO_3^{2-} + H_3O^+$ + Formation des paires d'ions $HCO_3^- + Me^{2+} <=> MeHCO_3^+$ $CO_3^{2-} + Me^{2+} <=> MeCO_3^0$ + Dissociation de l'eau $2H_2O <=> H_3O^+ + OH^-$ + Formation de paire d'ion avec SO_4^{2-} $Me^+ + SO_4^{2-} <=> MeSO_4^0$	$K_1 = (HCO_3^-)(H_3O^+)/(CO_2)$ $K_2 = (CO_3^{2-})(H_3O^+)/(HCO_3^-)$ $K_3 = (MeHCO_3^+)/(HCO_3^-)(Me^{2+})$ $K_4 = (MeCO_3^0)/(CO_3^{2-})(Me^{2+})$ $K_e = (H_3O^+)(OH^-) = 10^{-14}$ $K_5 = (MeSO_4^0)/(Me^+)(SO_4^{2-})$
3) Entre phase liquide et phase solide : + Dissociation ou précipitation du carbonate $MeCO_3^0 <=> CO_3^{2-} + Me^{2+}$	$K_s = (Me^{2+})(CO_3^{2-})/(MeCO_3^0)$
4) Eléctroneutralité de la solution : $2\,mCO_3^{2-} + mHCO_3^- + 2\,mSO_4^{2-} = 2\,mCa^{2+} + mH_3O^+ + mMeHCO_3^+$ avec $mMe_{tot} = Me^{2+} + mMeHCO_3^+ + mMeCO_3^0 + mMeSO_4^0$ $mHCO3_{tot} = mMeHCO_3^- + mMeCO_3^0$ $mSO4_{tot} = mSO_4^{2-} + mMeSO_4^0$ Les concentrations totales (mtot) sont données par l'analyse Me représente tous les cations divalents associés aux carbonates : Ca, Mg, Sr	

La mise en solution du CO_2 gaz et la dissolution des carbonates entraînent la formation d'espèces carbonatées dissoutes (H_2CO_3, HCO_3^- et CO_3^{2-}) dont la somme constitue le carbone inorganique total dissous.

Dans la phase liquide, les cinétiques des réactions à l'interphase gaz/liquide, et à l'interface liquide/solide sont très différentes.

La dissolution du CO_2 (ou conversion du CO_2) se produit en quelques minutes, tandis que le dégazage est plus long. Dans le cas d'une eau à 25°C, 99% de l'équilibre est atteint en 100 s avec un pH compris entre 7 et 9 (Dreybrodt, 1996). Le dégazage de la solution peut prendre quelques heures selon Roques (1964).

Dans la phase liquide, les réactions sont quasi-instantanées pour les valeurs de pH observées dans les eaux naturelles (Langmuir, 1997).

La réaction la plus lente de l'équilibre est la dissolution des carbonates, c'est la réaction qui limite la cinétique du système dans son ensemble. La vitesse de réaction dépend du gradient de concentrations entre la phase liquide et la phase solide et du transit des espèces dissoutes par l'écoulement de l'eau. Les expériences de Roques et Ek (1973) réalisées sur différents calcaires placés dans de l'eau à 10°C avec une pression partielle de CO_2 (pCO_2) d'environ 1,1 10^{-2} atm montrent que 5 à 9 jours sont nécessaires pour atteindre 90% de la réaction de dissolution.

La craie est constituée principalement de carbonates (calcite, dolomite). Ainsi, l'état d'équilibre de l'eau souterraine avec la roche encaissante permet d'estimer le temps de résidence de l'eau et de mettre en évidence des écoulements rapides au sein de la ZNS. Les paramètres couramment utilisés, donnant une idée de l'état d'équilibre de la solution avec l'encaissant sont l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c) et la pression partielle de CO_2.

IS_c est un paramètre couramment utilisé pour connaître l'état d'équilibre de l'eau par rapport aux carbonates. Si l'indice de saturation de l'échantillon d'eau est : (1) égal à 0 (± 0,5), le système est à l'équilibre avec la calcite, (2) supérieur à 0, alors la solution est sur-saturée, il y a précipitation de carbonates, (3) inférieur à 0, alors la solution est sous-saturée, il y a dissolution de carbonates.

$$IS_c = \log\left(\frac{A_{Ca^{2+}} A_{CO_3^{2-}}}{K_s(T)}\right)$$

où $A_{Ca^{2+}}$ et $A_{CO_3^{2-}}$ sont les activités des ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} respectivement, $K_s(T)$ la constante d'équilibre de la calcite à la température (T) de l'échantillon.

La pCO_2 est un traceur de deux processus en compétition au sein de la ZNS : le transfert diffusif vers l'atmosphère et la production de CO_2 par les plantes. Elle correspond à la pCO_2 d'une phase fictive associée à la solution pour laquelle on suppose tous les équilibres du Tableau 1-1 atteints (avec un pH et une concentration en HCO_3^- mesurés sur le terrain).

$$pCO_2 = \frac{A_{HCO_3^-} A_{H^+}}{K_1(T)\, K_{CO_2}(T)}$$

En traversant les sols, les eaux de pluie vont également se charger en solutés et en contaminants (par exemple en nitrates, en contexte agricole).

(3) Echanges cationiques

Au sein de la ZNS, des échanges cationiques entre les minéraux argileux et les eaux qui la traversent vont modifier la composition chimique des eaux.

(4) Les processus de transfert au sein de la ZNS

Les processus de transfert au sein de la ZNS, détaillés partie 1.3, ont un fort impact sur la géochimie des eaux :

- en favorisant l'arrivée rapide des pollutions de surface ou, à l'inverse, en entraînant le stockage à plus ou moins long terme des polluants dans la ZNS.
- en contrôlant la dynamique des autres processus.

2.2.2 L'étude des variations temporelles et spatiales de la géochimie : un outil pour la compréhension du fonctionnement hydrodynamique

La géochimie des eaux de la craie varie temporellement et spatialement (Edmunds et al., 1987; Valdés et al., 2007). L'analyse de ces variations peut permettre de

remonter aux processus de recharge ainsi qu'aux processus géochimiques mis en œuvre.

Pour cela, les paramètres internes (structure et composition de la craie, épaisseur de la ZNS...) et externes (structure, composition et épaisseur des formations superficielles, utilisation des sols, apports atmosphériques...) affectant la composition des eaux de la craie doivent être étudiés.

2.3 Les deux principales échelles spatiales utilisées : échelle locale et régionale

En fonction de l'échelle spatiale considérée, différents processus peuvent être étudiés par des approches complémentaires.

De nombreuses études ont concerné des échelles très locales (forage, tunnel, parcelle agricole...) avec quelques points de mesures (e.g. : Dever et al., 1982 ; Ireson et al., 2006 ; Brouyère, 2001 ; Van den Daele et al., 2007 ; Keim et al., 2012). A ces échelles, l'impact des caractéristiques locales du sol et de la ZNS crayeuse peut être analysé finement. Les différents processus hydrogéologiques peuvent être individualisés, cependant leur hétérogénéité spatiale est difficile à appréhender dans ces conditions. La généralisation et la transposition des conclusions de ces études à d'autres sites sont difficiles.

A l'inverse, d'autres recherches conduites à l'échelle du bassin versant ou à l'échelle régionale avec de nombreux points de mesures (Edmunds et al., 1987 ; Valdés, 2005 ; Stuart et Smedley, 2009 ; El Janyani et al., 2012) ont permis d'identifier les processus dominant l'hydrodynamique et l'hydrogéochimie régionale. Ces approches intégratrices ne permettent pas d'étudier finement les processus hydrogéologiques locaux.

Les études aux échelles locales et régionales sont donc complémentaires. Associer ces deux approches permet d'étudier au mieux le système complexe de l'aquifère de la craie.

Partie 2. Présentation du site d'étude

La thèse s'appuie sur un site d'étude particulier : la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud (située au sud de Beauvais, dans le département de l'Oise, Figure 2-1, Figure 2-2). Ce site constitue un des points forts de la thèse. En effet, cette cavité creusée dans la craie à une profondeur de 20 à 30 m donne accès aux eaux provenant directement de la ZNS (percolation au toit de la cavité) et aux eaux de la nappe à l'interface ZNS/ZS (la nappe affleure dans le fond de la carrière créant des lacs).

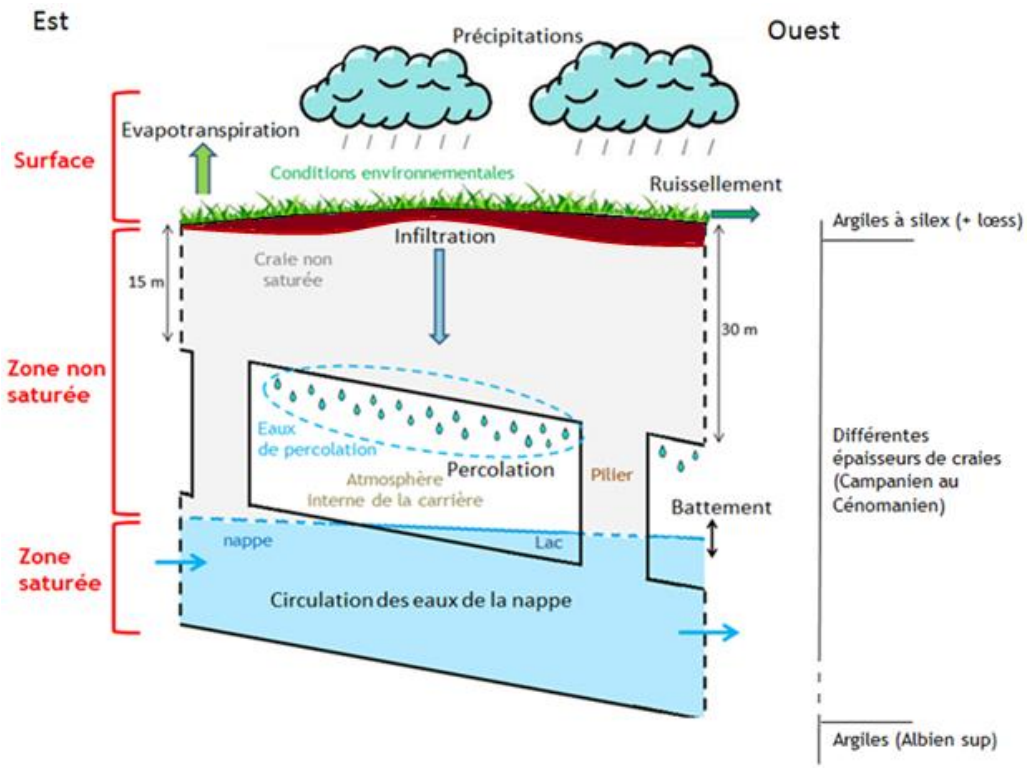


Figure 2-1 : Coupe schématique de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

La carrière étant située au sein d'un dôme topographique, les eaux de la nappe sont peu (ou pas) alimentées par des écoulements provenant de l'amont. Cette carrière est également très intéressante car elle permet d'étudier plusieurs contextes géologiques et anthropiques (différentes épaisseurs de ZNS et donc potentiellement différents étages de craies présents, différentes épaisseurs d'argiles à silex, différents forçages agricoles...) et ce, à une échelle locale d'environ 1200 m de long sur 300 m de large.

Cette première échelle est pertinente pour étudier finement les processus de transferts au sein de la ZNS. Cependant il est nécessaire de replacer cette étude dans un contexte plus large (avec différents types de craie, différentes types et

épaisseurs de formations superficielles, différentes utilisations des sols...). C'est pourquoi une deuxième échelle spatiale a été étudiée (Figure 2-2).

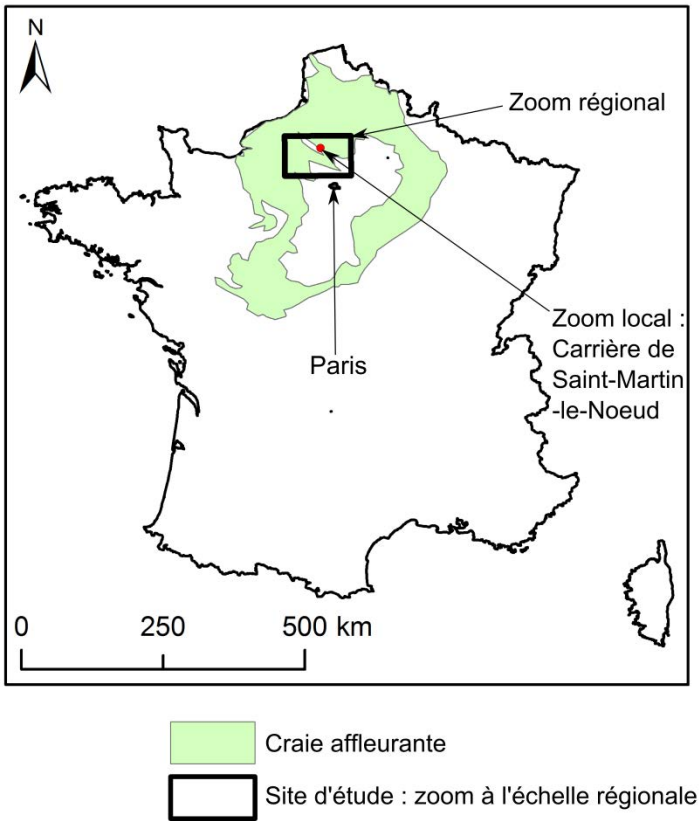


Figure 2-2 : Carte de France des affleurements crayeux et localisation du site d'étude.

L'échelle régionale, située au Nord-Ouest du Bassin de Paris est centrée sur l'anticlinal de Bray. Cette zone est encore peu connue, contrairement aux craies situées plus à l'Ouest (en Normandie) et au sud (Fontainebleau) qui ont fait l'objet d'un grand nombre d'études. Un des principaux intérêts de cette échelle est de permettre l'étude de la nappe de la craie (piézométrie et géochimie) sous trois grands ensembles de formations superficielles. À l'Ouest, l'aquifère de la craie est recouvert par de fortes épaisseurs d'argiles à silex. Au centre, il affleure où est recouvert par de faibles épaisseurs d'argiles à silex. À l'Ouest et au Sud, de fortes épaisseurs de dépôts du Tertiaire recouvrent la craie.

Cette partie se divise en deux chapitres : le premier décrit le site d'étude à l'échelle régionale et le deuxième présente la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

Chapitre 1. Echelle régionale : le Nord-Ouest du Bassin de Paris

La région étudiée se situe en France, au Nord-Ouest du Bassin Parisien, et s'étend sur environ 115 km d'Est en Ouest et sur environ 70 km du Nord au Sud. Elle recoupe cinq départements (Figure 2-3) : l'Oise, à l'Est ; la Somme, au Nord ; la Seine Maritime, au Nord-Ouest ; l'Eure, au Sud-Ouest ; le Val d'Oise, au Sud. Les principales villes sont Rouen (110 000 habitants), Beauvais (avec environ 54 000 habitants), Evreux (52 000 habitants) et Creil (31 000 habitants) en 2011.

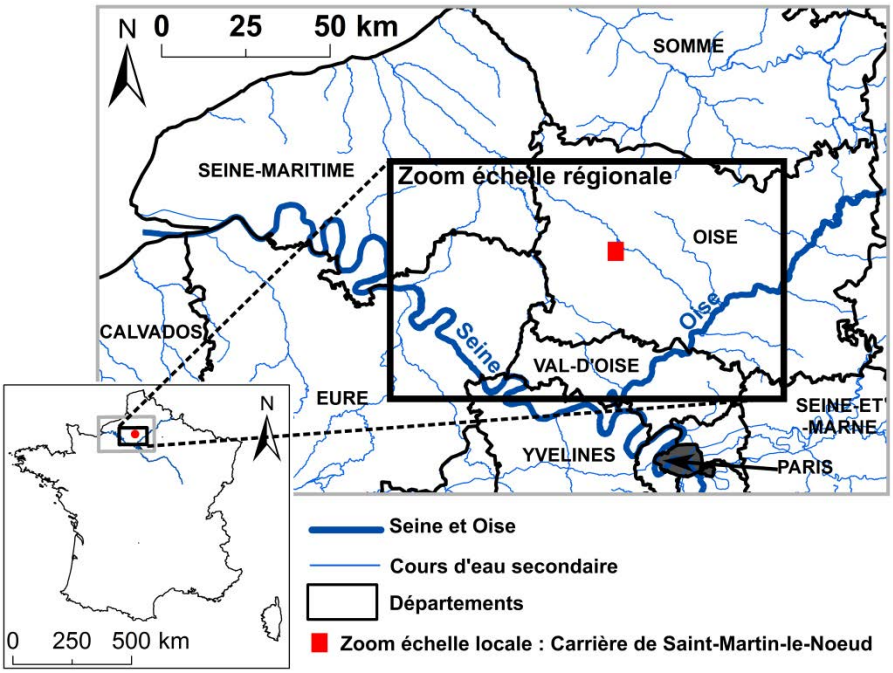


Figure 2-3 : Carte de localisation de l'échelle régionale (et emprise du site d'étude sur la carte de France).

1.1 Topographie

D'un point de vue géomorphologique, la zone d'étude est caractérisée par des altitudes relativement faibles (maximum 250 m NGF, Figure 2-4). Les zones basses le long des cours d'eau (altitudes inférieures à 125 m NGF) découpent le territoire en plateaux d'altitudes variées : des plateaux d'altitudes moyennes (Vexin Français ; entre 125 et 150 m NGF) et des plateaux plus élevés (plateau picard, pays de Bray, pays de Thelle et Vexin normand ; altitudes supérieures à 150 m NGF).

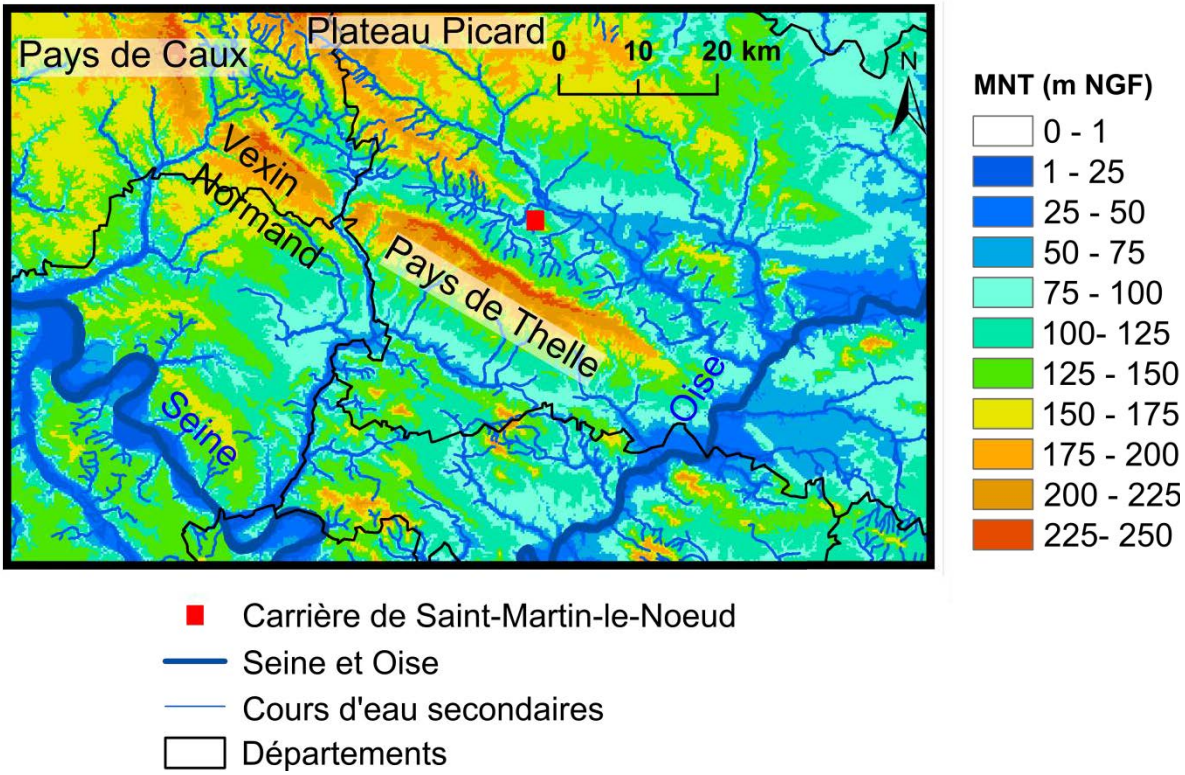


Figure 2-4 : Carte topographique régionale.

1.2 Occupation des sols

La base de données géographiques CORINE Land Cover (CLC), dont sont issues les données présentées dans cette partie, est un inventaire biophysique de l'occupation des terres (produit dans le cadre du programme européen de coordination de l'information sur l'environnement CORINE). Les données sont issues de l'interprétation visuelle d'images satellites, avec des données complémentaires d'appui.

L'occupation des sols peut être divisée en trois grands types (Figure 2-5):

- Agricole : ce type occupe la grande majorité du territoire. Il est lié à la culture céréalière ainsi qu'à l'élevage (notamment au centre de la zone, dans le pays de Bray, principalement couvert de prairies).
- Forestière : c'est le deuxième grand type rencontré sur la zone d'étude. Il couvre environ 1/6ème du territoire
- Anthropique : ce type comprend principalement les villes et villages et représente environ 1/20ème du territoire.

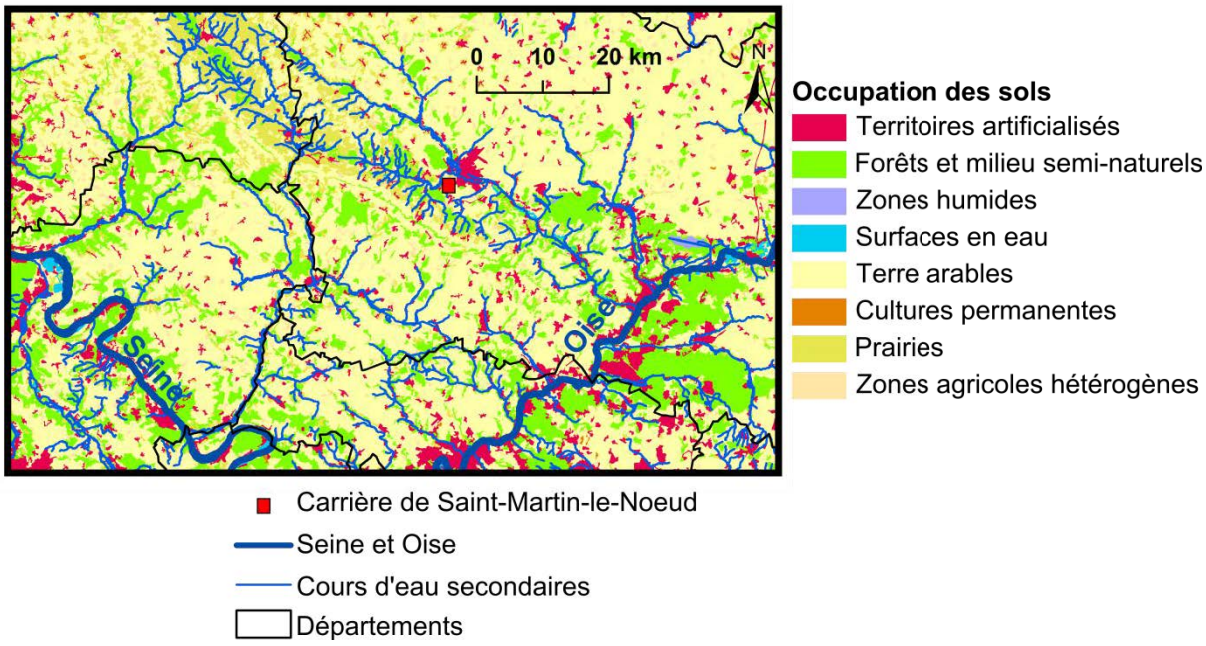


Figure 2-5 : Carte régionale de l'occupation des sols (base de données CLC).

Une grande partie des terres arables sont utilisées pour la culture de céréales (principalement : blé, maïs et escourgeons) et de colza. Pour augmenter la production, les agriculteurs utilisent des intrants. Ces intrants peuvent être classés en deux catégories :

- Les engrais (notamment les engrais azotés)
- Les produits phytosanitaires (herbicides, pesticides, et fongicides).

Les principaux engrais utilisés sont les engrais azotés. Les besoins moyens en azote de ce type de cultures, donnés par la Chambre d'Agriculture de Picardie pour les 5 dernières années, varient d'environ 150 kg N/ha à 250 kg N/ha (http://www.chambres-agriculture-picardie.fr/environnement/directive-nitrates.html ; Annexe 3). Cependant, ces chiffres ne représentent qu'une indication. Les apports en azote ne sont pas précisément connus, les pratiques agricoles variant beaucoup en fonction des agriculteurs, du type de sol et des conditions climatiques.

1.3 Réseau hydrographique

Le site étudié est situé sur le bassin versant (BV) du Thérain, affluant de l'Oise qui elle-même est un des principaux affluents de la Seine (Figure 2-6) :

- BV du Thérain : Il possède une superficie d'environ 1220 km^2. Le Thérain est un affluent de la rive droite de l'Oise, à l'aval du bassin. Il traverse Beauvais avant de rejoindre l'Oise à Creil.

- BV de l'Oise : Il s'étend sur 17 000 km^2. L'Oise est un des principaux affluents de la Seine. Elle rejoint cette dernière un peu en aval de l'agglomération parisienne.
- BV de la Seine : d'une superficie de 75 000 km^2, il draine 1/5ème du territoire français.

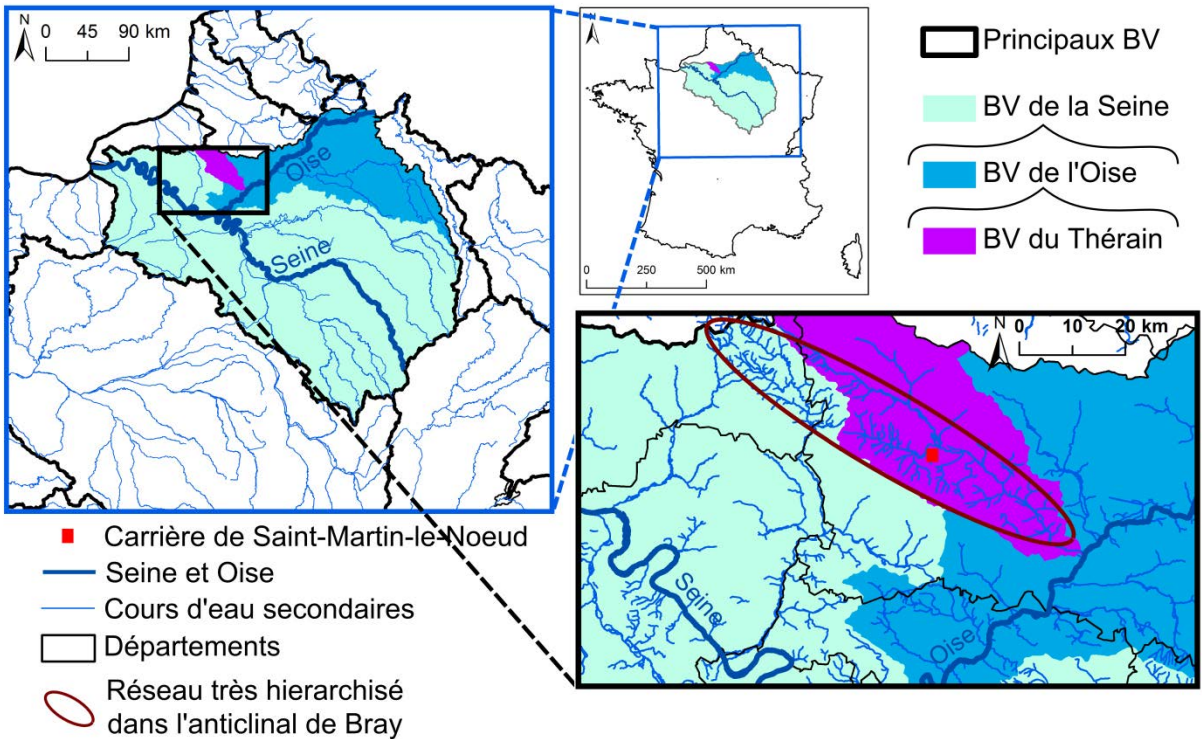


Figure 2-6 : Carte du réseau hydrographique régional.

Les caractéristiques hydrographiques sont très différentes sur la zone d'étude. Là où la craie affleure, les plateaux sont vastes et découpés par un réseau hydrographique très pauvre et peu hiérarchisé (Hauchard et al., 2002, Figure 2-6). Cette relative absence de cours d'eau est typique des régions où les écoulements sont principalement souterrains, drainés par un réseau karstique (Valdés, 2005) où par des craies poreuses (matrice et fractures). Au contraire, au sein de l'anticlinal de Bray (au centre) et là où le Paléocène et l'Eocène affleurent, le réseau hydrographique est très dense et hiérarchisé (Figure 2-6), les écoulements se font principalement en surface.

1.4 Contexte climatique régional

Les stations Météo France de Beauvais-Tillé, Creil, Rouen-Boos et Evreux-Huest sont les quatre principales stations météorologiques présentes sur la zone d'étude. Elles permettent de décrire les caractéristiques climatiques de la zone (Tableau 2-1).

Les températures sont homogènes sur la zone d'étude avec une température quotidienne minimale moyenne de 6,6 ± 0,05 °C et une température quotidienne maximale moyenne de 14,9 ± 0,37 °C (normales annuelles 1981-2010 ; données Météo France). Le mois le plus froid est Janvier et les mois les plus chauds sont Juillet et Août.

Tableau 2-1 : Normales annuelles (1981-2010) des stations de Beauvais-Tillé, Creil, Rouen-Boos et Evreux-Huest : température minimale (Tmin), température maximale (Tmax), pluie brute annuelle (P brute).

	Normale annuelle 1981-2010					
	T min (°C)	T max (°C)	T moy (°C)	Mois le plus froid (°C)	Mois le plus chaud (°C)	P brute (mm)
Rouen	6,6	14,4	10,4	Janvier (1,1-6,4)	Juillet et Août (12,8-22,8)	851,7
Evreux	6,6	15	10,8	Janvier (1,2-6,6)	Juillet et Août (13-23,8)	604,6
Creil	6,6	15,3	10,7	Janvier (1,1-6,6)	Juillet (13,1-24,7)	681,1
Beauvais	6,5	14,9	10,7	Janvier (1-6,3)	Juillet (12,9-23,9)	669,4
Moyenne	6,575	14,9	10,65			701,7
Ecart-Type	0,05	0,37	0,17			105,5

Sur cette même période (1981-2010), la hauteur des précipitations brutes annuelles est en moyenne de 702 ± 105 mm sur la zone d'étude. Elle varie de 605 mm à Evreux à 852 mm à Rouen (Tableau 2-1). Les saisonnalités dans les pluies brutes sont peu marquées. En moyenne pour les quatre stations, le mois le plus pluvieux est le mois d'Octobre avec environ 70 mm et le mois le moins pluvieux est Février avec environ 48 mm (Tableau 2-2).

Tableau 2-2 : Normales mensuelles 1981-2010 des pluies brutes pour les stations de Beauvais-Tillé, Creil, Rouen-Boos et Evreux-Huest (le mois le moins pluvieux est indiqué sur fond bleu et le mois le plus pluvieux est présenté sur fond rose).

	Pluie brute, normale mensuelle 1981-2010 (mm)											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Rouen	76,3	60,4	67,1	59,2	74,3	63,7	68,9	65,1	65,5	83,5	76,8	90,9
Evreux	50,6	41,2	47,4	46	55,7	51,6	52,4	38,2	50,3	61	50,5	59,7
Creil	58,8	46,5	52,6	48,1	61,8	58,2	55,6	56,6	50,1	70,8	56,6	65,4
Beauvais	57,5	45,5	53,4	48,6	58,9	57,1	54	51,7	54,2	63,8	56,1	68,6
Moyenne	60,8	48,4	55,1	50,5	62,7	57,7	57,7	52,9	55	69,8	60	71,2
Ecart-type	10,9	8,32	8,41	5,92	8,14	4,96	7,56	11,3	7,23	10	11,5	13,7

La pluie brute et l'ETP mensuelle ont été obtenues auprès de Météo France pour la période 2008-2013 pour les quatre stations (Figure 2-7). Il pleut relativement régulièrement toute l'année. Cependant seules les pluies des mois d'Octobre, Novembre, Décembre et Janvier ne sont pas reprises par l'évapotranspiration et participent à la recharge des nappes.

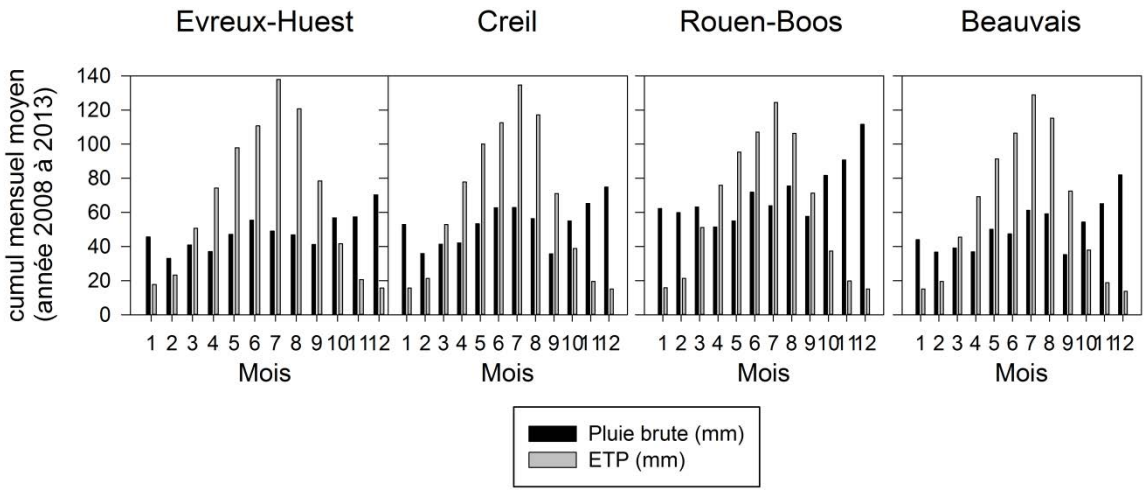


Figure 2-7 : Pluie brute mensuelle et ETP mensuelle pour les stations d'Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé (calculées pour la période 2008-2013).

1.5 Contexte géologique régional

La zone d'étude se situe au sein du Bassin de Paris (Figure 2-8). C'est un bassin sédimentaire d'un diamètre de 600 km environ qui couvre la moitié nord de la France. Il englobe les terrains mésozoïques et cénozoïques et repose sur un socle antépermien. Il s'ouvre au N-NE sur le Bassin Belge et à l'O-NO sur le Bassin de Londres. Le Bassin de Paris s'appuie sur plusieurs massifs hercyniens : le Massif Armoricain à l'Ouest, le Massif Central au Sud, les Vosges et le Massif Ardenno-Rhénan à l'Est et au Nord-Est. Les étages géologiques du Trias au Tertiaire sont disposés en auréoles concentriques dont les plus récentes affleurent au centre du bassin.

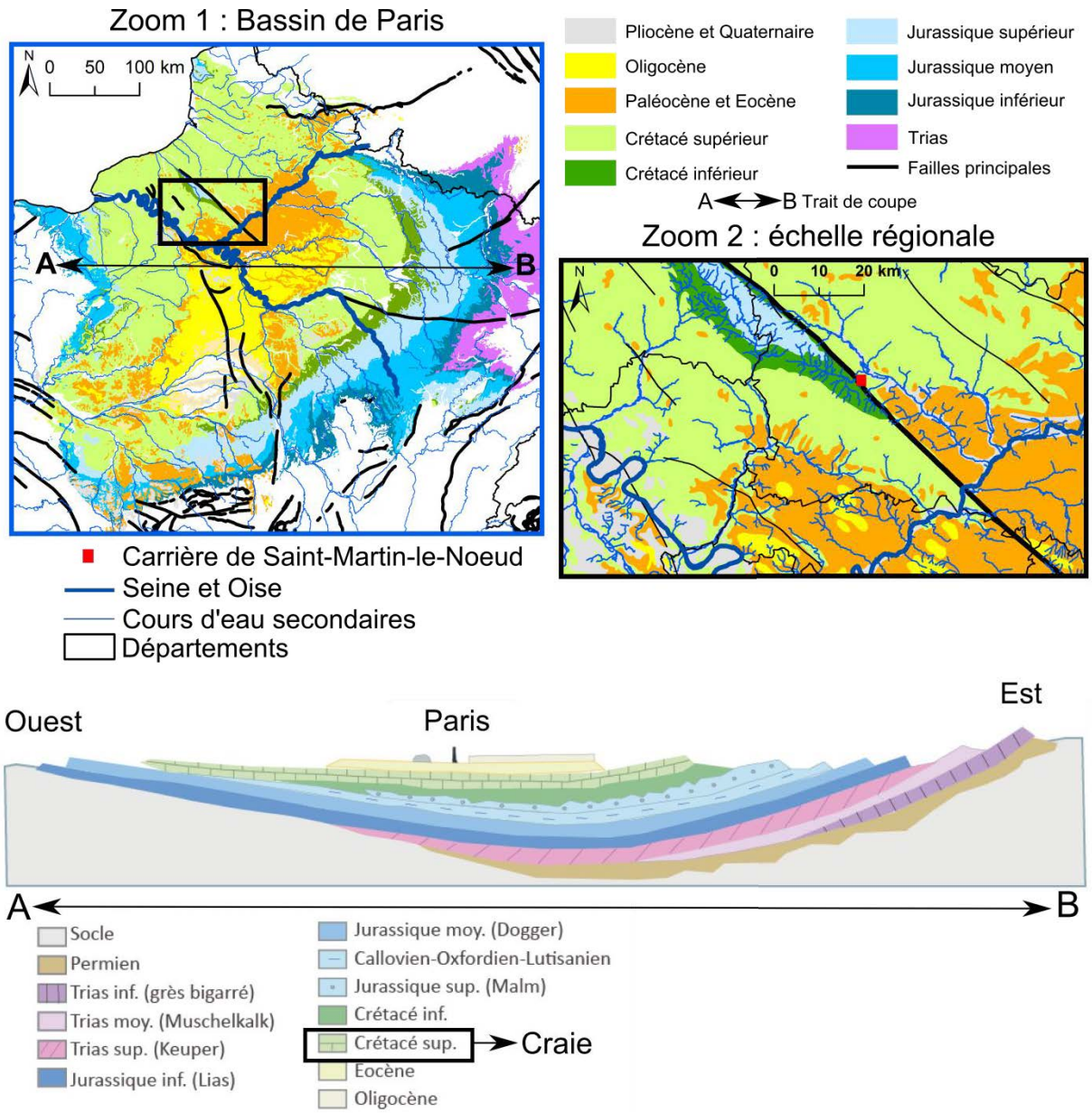


Figure 2-8 : Carte géologique régionale du Bassin de Paris (zoom 1) et de l'anticlinal de Bray (zoom 2) ; Coupe géologique du bassin de Paris (coupe A-B ; Elodie Nauleau 2013, modifiée d'après Cavalier et al., 1979).

La zone d'étude couvre la partie Nord-Ouest du Bassin de Paris. Elle est centrée sur l'anticlinal de Bray (Figure 2-8, Figure 2-9), orienté NO-SE et qui s'étend sur environ 80 km de long. Le crétacé supérieur composé de craie (voir paragraphe 1.5.2.3) affleure sur la zone d'étude, de part et d'autre de l'anticlinal. Au Sud-Ouest de la zone, Le Paléocène et l'Eocène affleurent. La carrière de Saint-Martin-le-Nœud se situe sur le flan Est de l'anticlinal de Bray, dans la craie du crétacé supérieur.

1.5.1 L'anticlinal de Bray

A l'ère Cénozoïque, une très forte reprise du mouvement tectonique du socle paléozoïque suivant la direction armoricaine (NO-SE) a provoqué le soulèvement du Bray. Il n'a pas joué de manière égale sur tout son tracé. Il est constitué de dômes orientés selon l'axe NO-SE, plus ou moins décalés, et soulevés. L'intense érosion met à l'affleurement au toit de l'anticlinal les terrains kimméridgiens-portlandiens au Nord-Ouest et ceux du Cénomanien-Turonien au Sud-Est (Figure 2-9). L'anticlinal de Bray est fortement dissymétrique. Le flanc sud-ouest montre un pendage de 4° pouvant atteindre 16° au niveau du Jurassique. Le flanc nord-est présente de très forts pendages au niveau du Crétacé supérieur (20-45° dans le Cénomanien, 20-35° dans le Turonien, à l'O-NO de Beauvais). Ces pendages s'atténuent rapidement et ne sont plus mesurables vers la vallée du Thérain (BRGM, 1974).

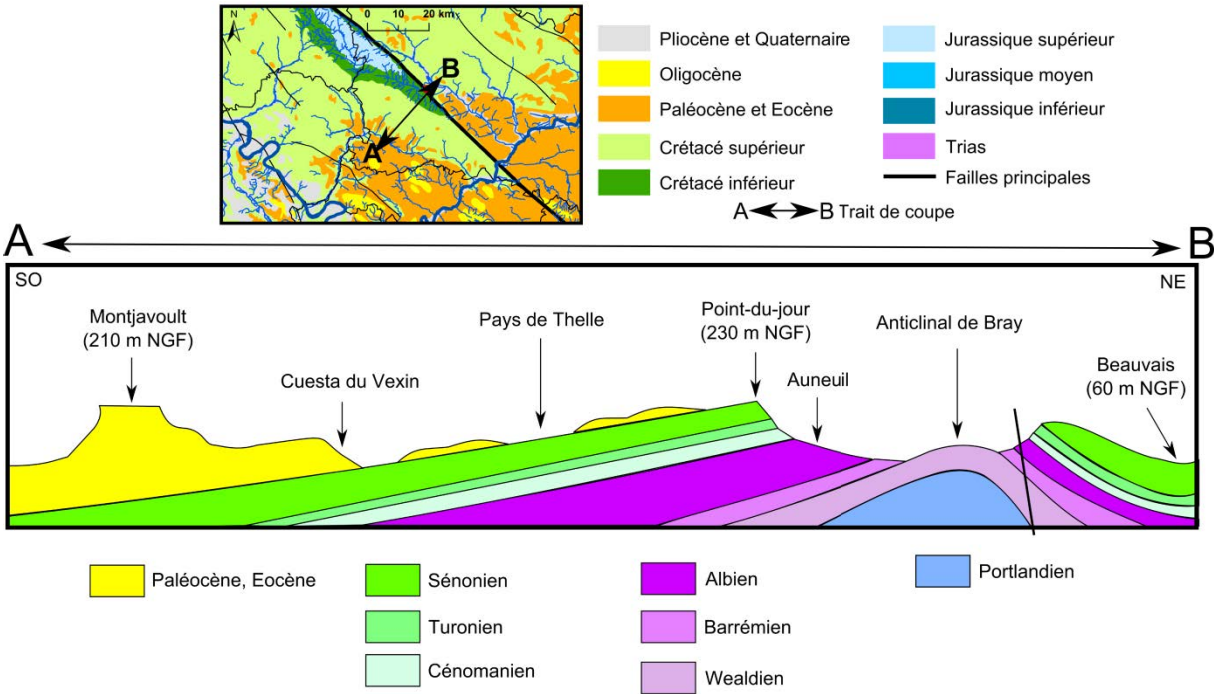


Figure 2-9 : Coupe géologique de l'anticlinal de Bray : A-B (d'après Montenat, date inconnue ; http://www.saga-geol.asso.fr/Geologie_page_conf_Beauvaisis.html).

1.5.2 Description des couches sédimentaires

Les notices des cartes géologiques de Beauvais, Rouen, Creil et Beaumont le Roger donnent une description détaillée des différentes formations sédimentaires (BRGM, 1967a, 1967b, 1974, 1981). Les formations géologiques du Jurassique supérieur, du Crétacé inférieur et supérieur, du Tertiaire ainsi que les formations superficielles sont présentées ci-dessous.

1.5.2.1 Le Jurassique supérieur

Le Jurassique supérieur affleure au cœur de l'anticlinal et comprend, du plus profond au moins profond, les étages suivants :

- Kimeridgien : argiles inférieur noires (épaisseur : 110 m)
- Portlandien inférieur : calcaire lithographique (épaisseur : 5-10 m)
- Portlandien moyen : argiles, marnes et grès (environ 120 m)

1.5.2.2 Le Crétacé inférieur

Il affleure sur les bords de l'anticlinal et est composé des étages suivants :

- Wealdien : sable et grès de Rainvilliers (50-100 m)
- Barrémien : argiles panachées (28-40 m, mieux représentées sur le flanc sud de l'anticlinal)
- Albien : sables verts (Albien inférieur) et argiles du Gault (albien supérieur), plus développé sur le flanc sud de l'anticlinal (50 à 80 m).

1.5.2.3 Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est composé de cinq étages de craie (Cénomanien, Turonien, Coniacien, Santonien et Campanien) qui affleurent sur la zone d'étude de part et d'autre de l'anticlinal de Bray (Figure 2-10 ; Tableau 2-3 ;

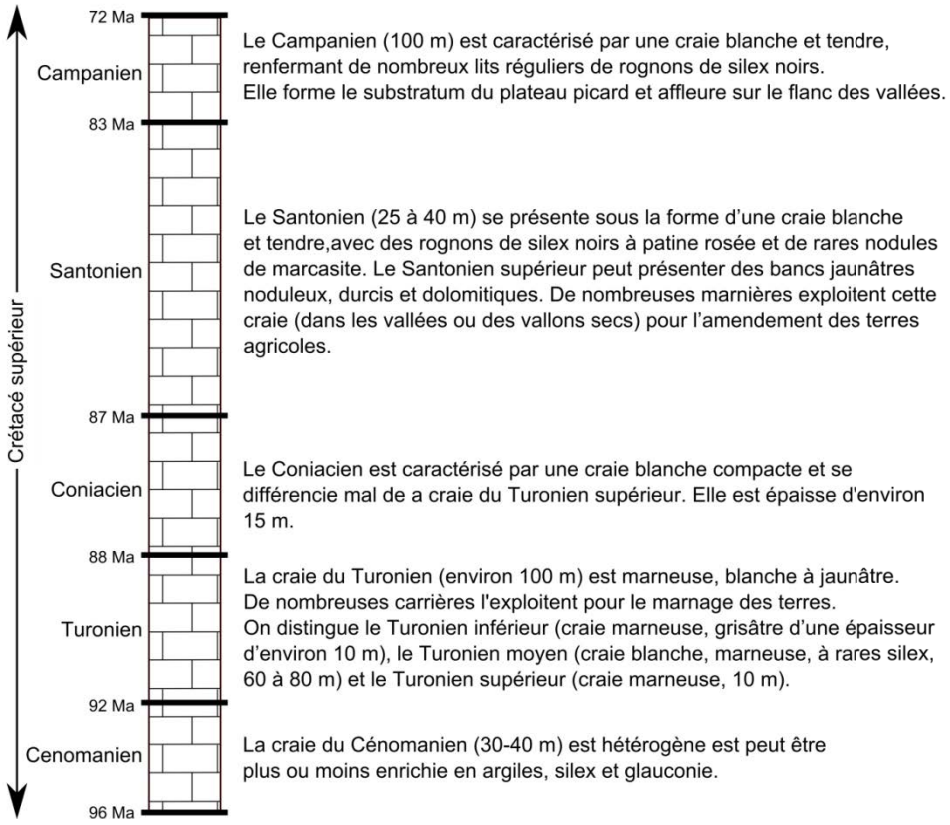


Figure 2-10 : Log géologique schématique de la craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris (série complète).

Les compositions chimiques de ces craies sont relativement homogènes (Tableau 2-3). Cependant, le Turonien et le Cénomanien inférieur se distinguent notamment par des teneurs en SiO_2 plus importantes (plus de 37 % pour le Cénomanien inférieur) et des teneurs en MgO plus faibles. La craie du Cénomanien inférieur est également caractérisée par une plus faible teneur en calcite (Tableau 2-3).

Tableau 2-3 : Compositions chimiques de différentes craies (unité : % massique, BRGM, 1974)

Stratigraphie	Localité	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+ + CO_2	H_2O^-
Campanien inf	Bongenoult	0,16	0,7	0,1	-	4,2	50	0,05	0,1	-	0,4	43,4	0,15
Santonien	Abbecourt	0,56	1,9	0,1	0,03	4,3	49	0,05	0,1	-	0,1	43,2	0,16
Coniacien	St-Martin-le-Noeud	0,25	1,3	0,1	0,01	3,2	52	0,08	0,1	-	0,3	43,4	0,10
Turonien sup	St-Martin-le-Noeud	0,44	1,3	0,1	trace	4,0	50	0,1	0,1	-	0,2	43,2	0,22
Turonien sup	La Neuville-Garnier	4,87	1,7	0,3	-	1,8	49	0,03	0,1	0,1	0,2	40,7	0,37
Turonien moy	Villotran	1,04	1,2	0,2	0,04	4,8	48	0,03	0,1	-	0,2	42,7	0,11
Turonien moy	Silly-Tillard	4,33	2,3	0,4	0,04	3,1	48	0,08	0,4	0,08	0,5	40,9	0,16
Cénomanien inf	Hodenc-l'Evêque	37,5	1,7	1,3	0,03	1,4	30	0,01	0,1	0,04	1,2	23,3	0,33

Les caractéristiques lithologiques et physiques précises ne sont pas disponibles pour la zone d'étude. Néanmoins, Laignel (2003) a proposé un tableau récapitulatif de ces caractéristiques en Haute-Normandie, donc plus à l'Ouest de la zone (Tableau 2-4).

Tableau 2-4).

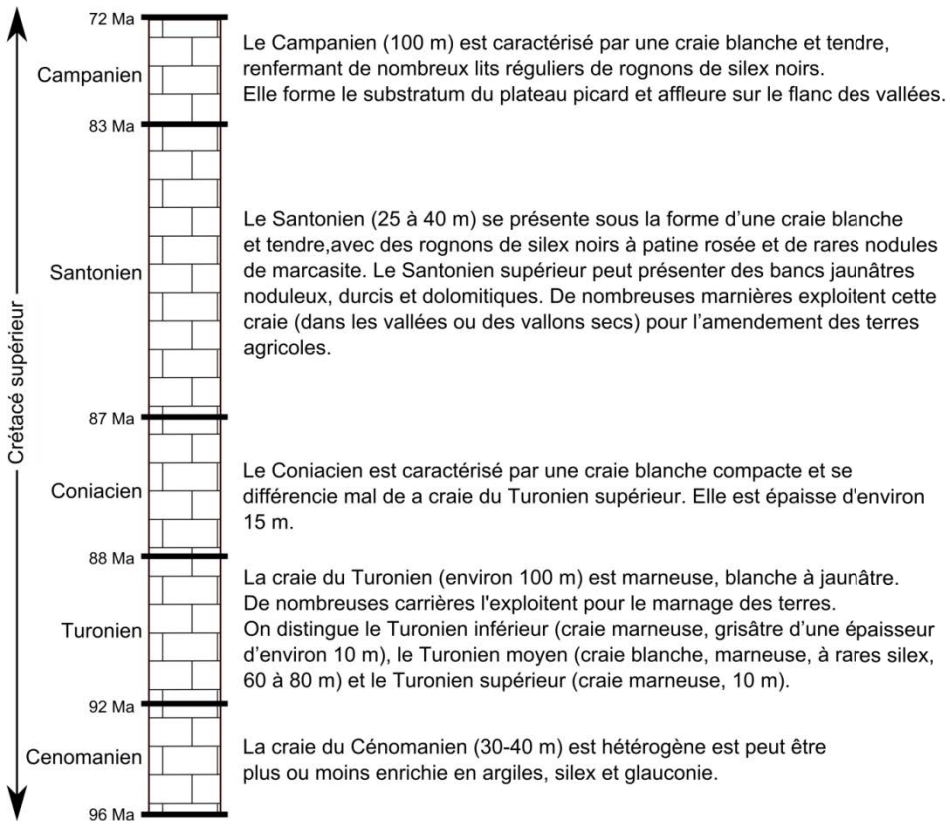


Figure 2-10 : Log géologique schématique de la craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris (série complète).

Les compositions chimiques de ces craies sont relativement homogènes (Tableau 2-3). Cependant, le Turonien et le Cénomanien inférieur se distinguent notamment par des teneurs en SiO_2 plus importantes (plus de 37 % pour le Cénomanien inférieur) et des teneurs en MgO plus faibles. La craie du Cénomanien inférieur est également caractérisée par une plus faible teneur en calcite (Tableau 2-3).

Tableau 2-3 : Compositions chimiques de différentes craies (unité : % massique, BRGM, 1974)

Stratigraphie	Localité	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+ + CO_2	H_2O^-
Campanien inf	Bongenoult	0,16	0,7	0,1	-	4,2	50	0,05	0,1	-	0,4	43,4	0,15
Santonien	Abbecourt	0,56	1,9	0,1	0,03	4,3	49	0,05	0,1	-	0,1	43,2	0,16
Coniacien	St-Martin-le-Noeud	0,25	1,3	0,1	0,01	3,2	52	0,08	0,1	-	0,3	43,4	0,10
Turonien sup	St-Martin-le-Noeud	0,44	1,3	0,1	trace	4,0	50	0,1	0,1	-	0,2	43,2	0,22
Turonien sup	La Neuville-Garnier	4,87	1,7	0,3	-	1,8	49	0,03	0,1	0,1	0,2	40,7	0,37
Turonien moy	Villotran	1,04	1,2	0,2	0,04	4,8	48	0,03	0,1	-	0,2	42,7	0,11
Turonien moy	Silly-Tillard	4,33	2,3	0,4	0,04	3,1	48	0,08	0,4	0,08	0,5	40,9	0,16
Cénomanien inf	Hodenc-l'Evêque	37,5	1,7	1,3	0,03	1,4	30	0,01	0,1	0,04	1,2	23,3	0,33

Les caractéristiques lithologiques et physiques précises ne sont pas disponibles pour la zone d'étude. Néanmoins, Laignel (2003) a proposé un tableau récapitulatif de ces caractéristiques en Haute-Normandie, donc plus à l'Ouest de la zone (Tableau 2-4).

Tableau 2-4 : Caractéristiques lithologiques et physiques des craies de l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003)

Etages stratigraphiques	Teneur en silex %	Teneur insolubles fins %	Porosité totale %	Perméabilité millidarcy	Densité
Cénomanien	0,5-20	7-50	15,4-41,3	0,1-13,1	1,6-2,1 (Craie noduleuse : 1,8-2,4)
Turonien	0-5 (Ts : 3-5 ; Ti,m : 0-1)	3-9,1 (Ts : 3-3,9 ; Ti,m : 4,9-9,1)	26,3-47	0,1-4,1	1,7-2,1 (Ts : 1,7-1,9 ; Ti,m : 1,9-2,1 ; Craie noduleuse 1,9-2,4)
Coniacien	8-13,5	0,5-4	22,6-38,3	1,1-2,6	1,6-1,9 (Craie noduleuse 1,9-2,4)
Santonien	10-16	0,3-2,8	40,2-45,6	3,5-5,6	1,6-1,8 (Craie noduleuse : 1,9-2,2)
Campagnien		2,3-4,2	43,4-45	3,8-6,5	
Maximum Minimum	20 0	50 0,3	47 15,4	13,1 0,1	2,1 (craie nod. 2,4) 1,6

1.5.3 Les formations superficielles

Sur la zone d'étude, la craie peut être recouverte par des formations superficielles de différents types : dépôts argilo-sableux, argiles à silex, lœss et alluvions. Ces formations sont décrites ci-dessous. On distingue trois sous zones (Figure 2-11) : au Nord-Ouest, la craie est recouverte par des épaisseurs relativement importantes d'argiles à silex (pouvant atteindre 8 m à l'Ouest de l'anticlinal de Bray ; Laignel, 2003). Toutefois ces épaisseurs restent bien inférieures à celles rapportées par Laignel (2003) en Haute-Normandie ; au Sud-Est, la craie est recouverte par des dépôts sablo-argileux du Tertiaire, et au Nord-Ouest la craie affleure ou est couverte par de faibles épaisseurs d'argiles à silex (Figure 2-11).

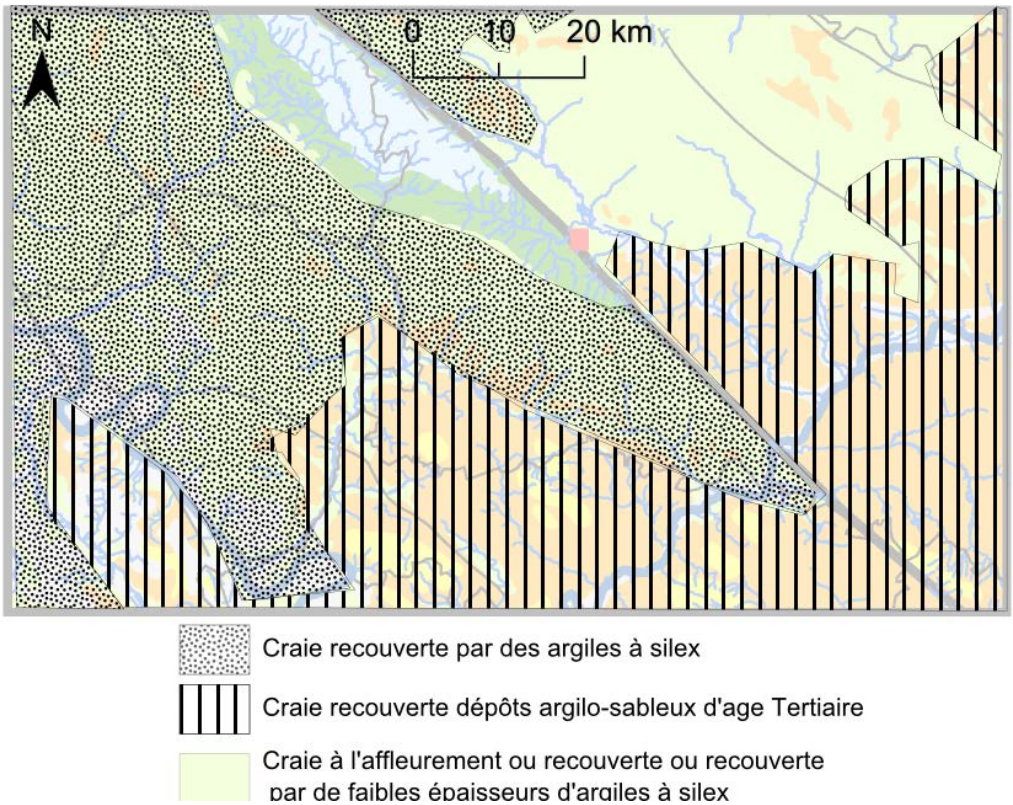


Figure 2-11 : Carte de répartition spatiale des formations superficielles.

1.5.3.1 Les dépôts sablo-argileux (âge Tertiaire)

Dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris, les dépôts tertiaires sont principalement constitués par des dépôts sableux avec une part d'argiles variable et par des dépôts argileux (BRGM, 1967a, 1967b, 1974). Les dépôts du Tertiaire peuvent également être constitués par des calcaires notamment dans les dépôts Lutécien. Leur épaisseur est très variable, de nulle aux alentours de Beauvais et de Rouen, elle peut atteindre plus de 20 m aux alentours de Creil. On distingue notamment les sables de Lozère et les sables de Saint Eustache (Pliocène) aux alentours d'Evreux et les sables de Bracheux aux alentours de Creil (Eocène).

1.5.3.2 Les argiles à silex, les lœss et les alluvions (âge Cénozoïque)

- Les argiles à silex

En Picardie leur épaisseur varie de 0 à 5 m (2 m sur la Picardie méridionale ; 5 m à La Neuville-Vault, à 14 km au Nord-Ouest de Beauvais). En Haute Normandie, leur épaisseur est beaucoup plus importante et peut atteindre 8 m (sur la zone d'étude).

La carte de répartition spatiale de l'épaisseur des argiles à silex dans l'Ouest du Bassin de Paris de Laignel (2003) ne recouvre qu'en partie la zone étudiée (Annexe 4), seule la partie la plus à l'Ouest.

- Les lœss

Les lœss sont présents sur la zone d'étude et notamment à l'Ouest et au Sud-Est de la zone. Les cartes géologiques ne les distinguent pas des argiles à silex et il est donc très difficile de connaître leur répartition géographique et leur épaisseur, excepté sur la bordure Ouest de la zone, où elles ont été décrites par Laignel (2003).

- Les alluvions

Les alluvions des rivières de la zone d'étude recouvrent localement les autres formations superficielles. Elles sont de compositions diverses allant de dépôt limoneux à des sables grossiers et galets. On distingue les alluvions anciennes et les alluvions modernes. Leur épaisseur peut atteindre 20 m localement (BRGM, 1967a, 1967b, 1974).

1.6 Hydrogéologie régionale

Plusieurs aquifères sont présents sur la zone d'étude (Figure 2-12, Figure 2-13). On peut distinguer deux sous-zones : une première zone située au sein de l'anticlinal de Bray qui comprend deux aquifères (l'aquifère de l'Albien et l'aquifère du Barrémien/Portlandien) et une zone située autour de l'anticlinal de Bray qui comprend quatre aquifères (l'aquifère des alluvions Quaternaires, l'aquifère des sables du Tertiaire, l'aquifère de la craie du Crétacé supérieur, l'aquifère des sables de l'Albien). Les caractéristiques de ces aquifères sont détaillées ci-dessous.

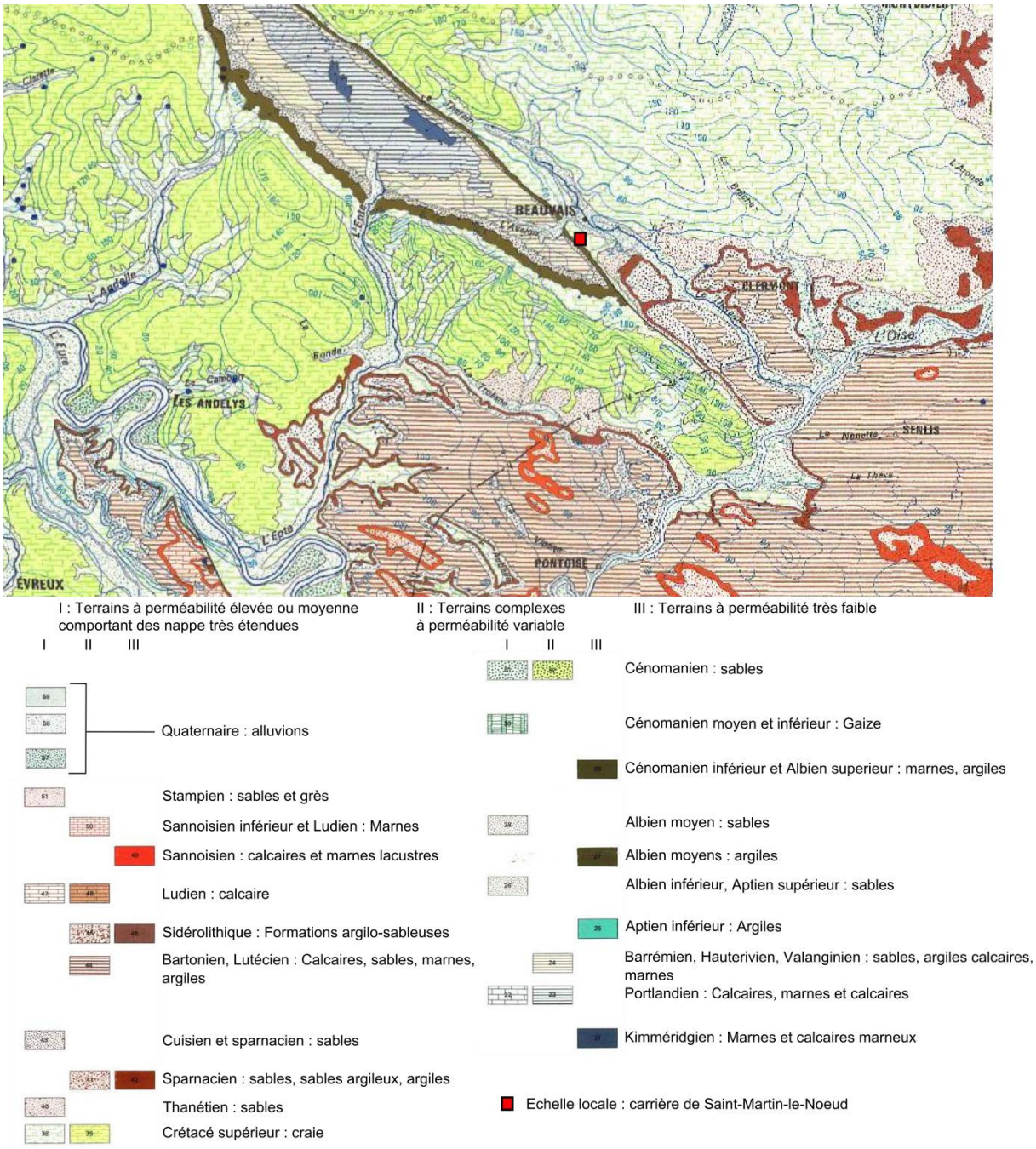


Figure 2-12 : Extrait de la carte hydrogéologique du Bassin de Paris (source : http://infoterre.brgm.fr, 2014)

<u>Autour de l'anticlinal de Bray :</u>

- Aquifère de la craie

C'est le principal aquifère de la zone d'étude. L'aquifère de la craie est épais d'environ 300 m (série complète, en dehors de l'influence de l'anticlinal de Bray) et repose sur les Argiles du Gault. Il est absent au sein de l'anticlinal de Bray (où il à été érodé). La nappe est libre au Nord-Ouest de la zone d'étude et devient captive sous

les formations du Tertiaire au Sud-Est de la zone (Figure 2-12). A l'Ouest de la zone d'étude, dans le département de l'Eure, Valdés (2005) a montré l'existence de zones karstifiées (notamment par la mise en évidence de pics de turbidité et de contaminations bactériologiques). Dans le reste de notre zone d'étude, on a très peu d'informations sur la présence éventuelle de karst actif.

- *Aquifères des alluvions :* présent notamment le long de la Seine et de l'Oise, il est peu utilisés en raison des faibles volumes et/ou de la mauvaise qualité des eaux.

- *Aquifère des Sables tertiaires :* peu présent sur la zone d'étude, il affleure au Sud-Est de la zone.

- *Aquifère captif des Sables verts de l'Albien*, cet aquifère est peu utilisé en raison de sa faible capacité de production et de sa grande profondeur.

<u>Au sein de l'anticlinal de Bray :</u>

- *Aquifère des sables vert de l'Albien* : Il affleure en bordure de l'anticlinal.

- *Aquifères sableux, marno-calcaire et calcaire du Barrémien et du Portlandien* : Affleurent au centre de l'anticlinal. Les calcaires de l'Oxfordien ont été exploités pour la production d'eau potable.

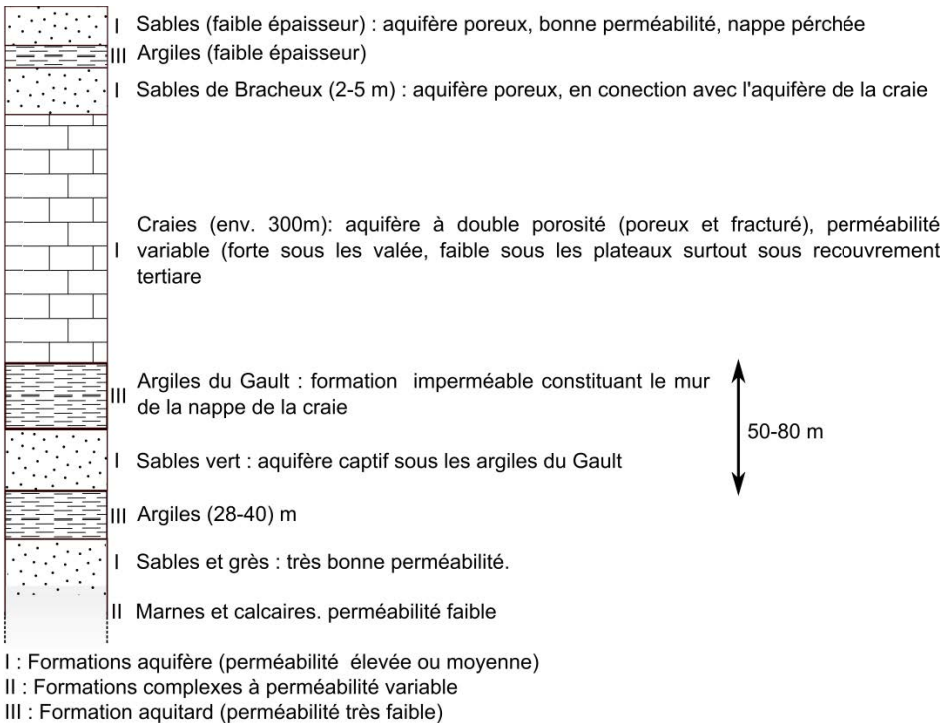


Figure 2-13 : Log hydrogéologique simplifié, d'après les cartes et notices géologique et hydrogéologique de Beauvais (BRGM, 1969, 1974).

Chapitre 2. Echelle locale : la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud

2.1 Localisation et topographie

La Carrière souterraine de craie de Saint-Martin-le-Nœud se situe à environ 70 km au Nord-Ouest de Paris, dans le département de l'Oise (60), à 5 km au Sud-Ouest de Beauvais (Figure 2-14). Cette carrière a été construite selon la méthode des chambres et piliers (Figure 2-15). Elle tient son origine de l'exploitation de la craie, qui a débuté dès le XIIe siècle. Ses galeries se sont peu à peu étendues de par l'utilisation de la pierre de Saint-Martin-le-Nœud pour la restauration des fortifications, églises et autres édifices (INERIS, 2010). Elle s'étend sur 1200 m de long et 150 m de large et est située à une profondeur d'environ 20-30 m (non connue précisément). La cavité a été creusée au sein du dôme topographique de St Martin le Nœud (170 m NGF) qui surplombe la vallée d'Aux Marais (environ 65 m NGF).

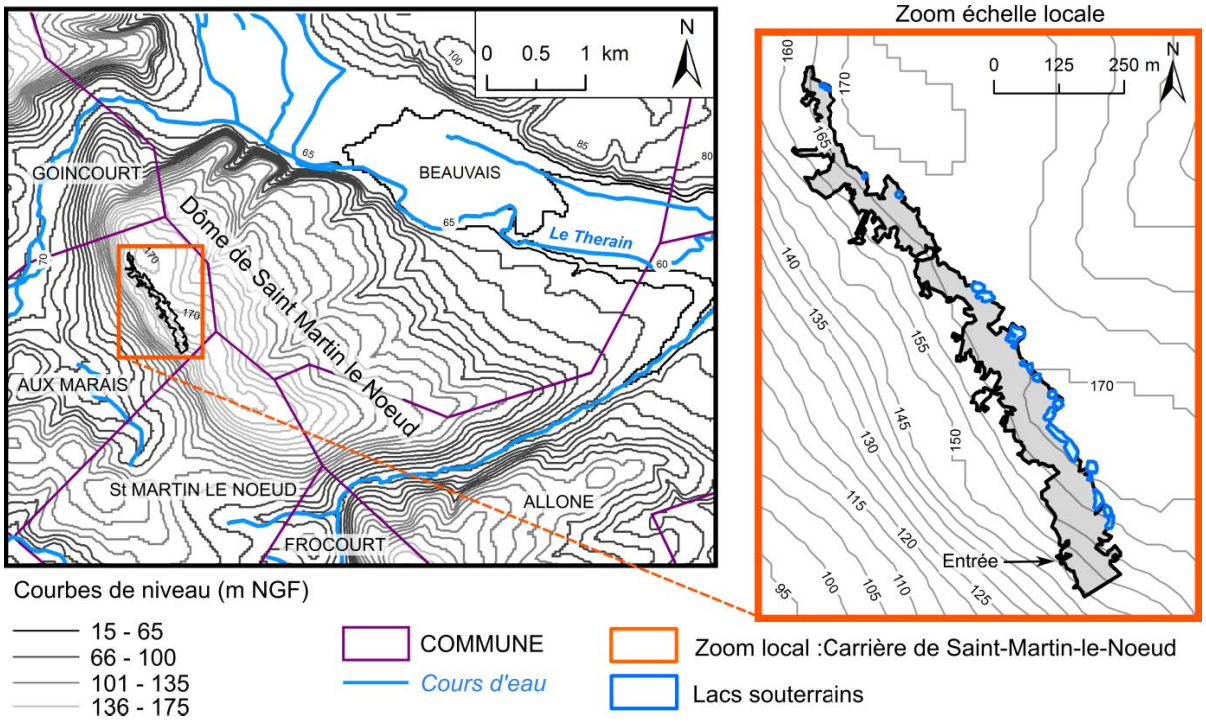


Figure 2-14 : Carte topographique du site d'étude.

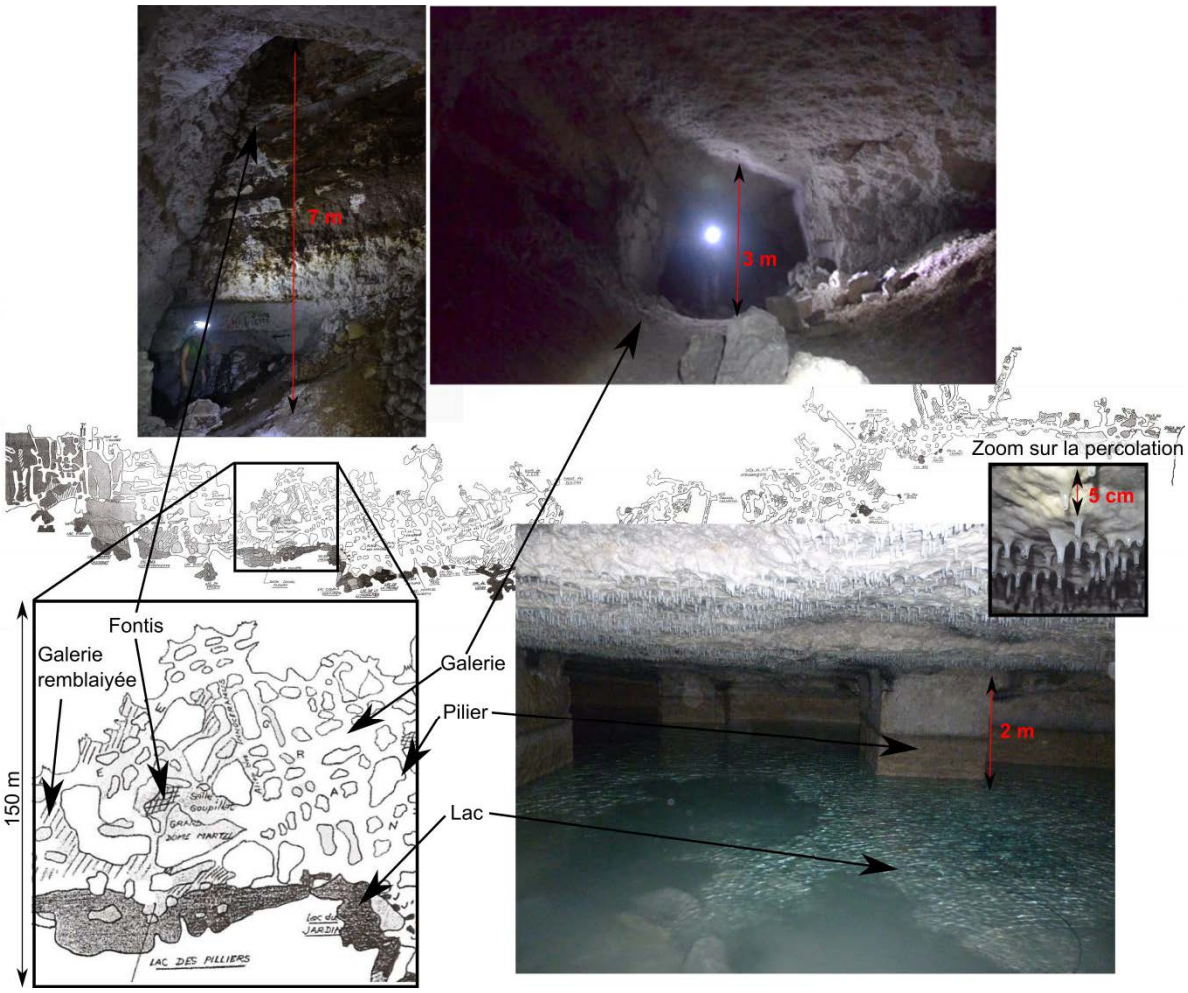


Figure 2-15 : Extrait du plan détaillé de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud et photographies d'un lac d'une galerie et d'un fontis.

La carrière est en partie ennoyée par les eaux de la nappe de craie qui affleure (formant des lacs souterrains, Figure 2-15) et des eaux provenant de la ZNS percolent au plafond. Quelques fontis sont observables (Figure 2-15). Le site est suivi depuis 2009 par l'INERIS (Institut National de l'Environnement industriel et des RISques) pour l'étude des interactions entre eaux souterraines et résistance mécanique de la craie (Gombert et Cherkaoui, 2013). Les caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et d'occupation des sols de cette carrière, finalement relativement contrastées à l'échelle d'un km de long, en font un site particulièrement intéressant pour l'étude des eaux souterraines de la craie. Ces caractéristiques sont détaillées ci-dessous.

2.2 Géologie

La cavité est située dans la craie du Crétacé supérieur du bassin de Paris (Figure 2-16 ; Figure 2-17). La craie du dôme de St-Martin-le-Nœud possède un pendage d'environ 12° NNE (BRGM, 1974). La cavité a été creusée dans le Turonien (à la limite entre Turonien et Coniacien) et est surmontée par les craies du Coniacien et du Santonien, ce dernier affleurant en surface.

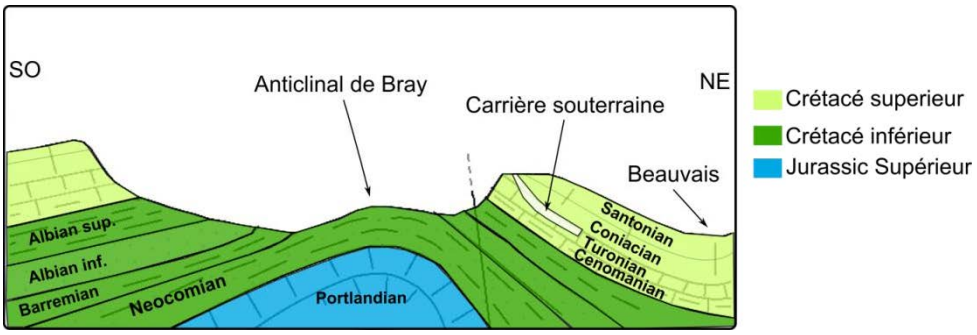


Figure 2-16 : Coupe géologique schématique resserrée de l'anticlinal de Bray et positionnement de la carrière.

La carrière est recouverte par des argiles à silex (limons de plateau et limons à silex ; Figure 2-17) dont l'épaisseur et l'étendue ne sont pas connues au démarrage de l'étude. La présence ou l'absence de Lœss reste également à déterminer.

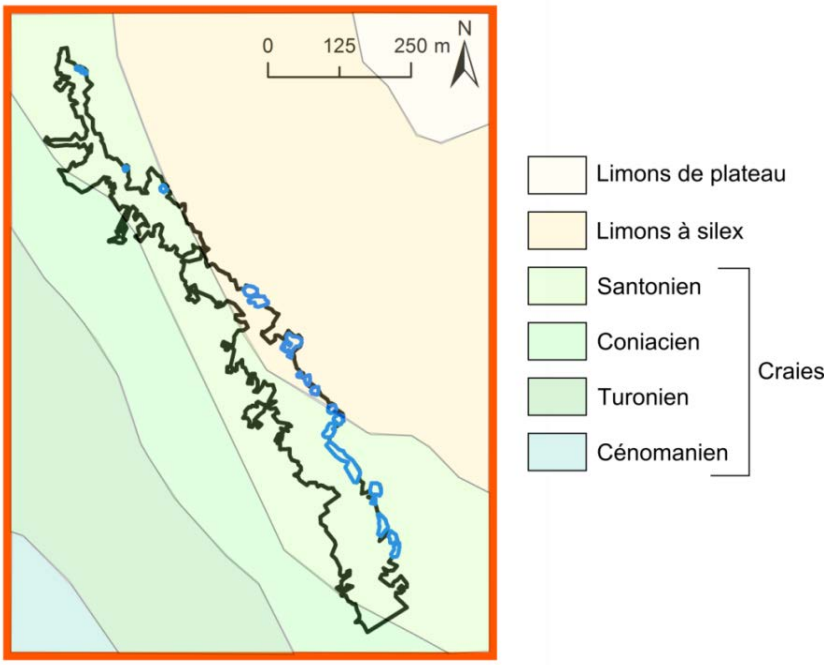


Figure 2-17 : Carte géologique locale du site d'étude.

2.3 Hydrogéologie

La carrière souterraine est située sur un dôme topographique, l'impluvium possède donc une surface limitée et relativement bien connue (Figure 2-14, Figure 2-19).

La nappe de la craie affleure dans la cavité formant ainsi une quinzaine de lacs (selon le niveau de la nappe, Figure 2-18, Figure 2-19). Ces lacs sont alimentés par les flux (eaux et solutés) de percolation et par les flux latéraux provenant des murs et piliers (Figure 2-18). La percolation est inégale dans le temps et l'espace. Au-dessus de certains lacs la percolation est présente tout au long de l'année (Lacs Pedro, Stalactites, Jardin…, Figure 2-19) tandis que pour d'autres lacs le plafond reste sec pendant de nombreux mois (Lacs des Piliers, Bleu…, Figure 2-19).

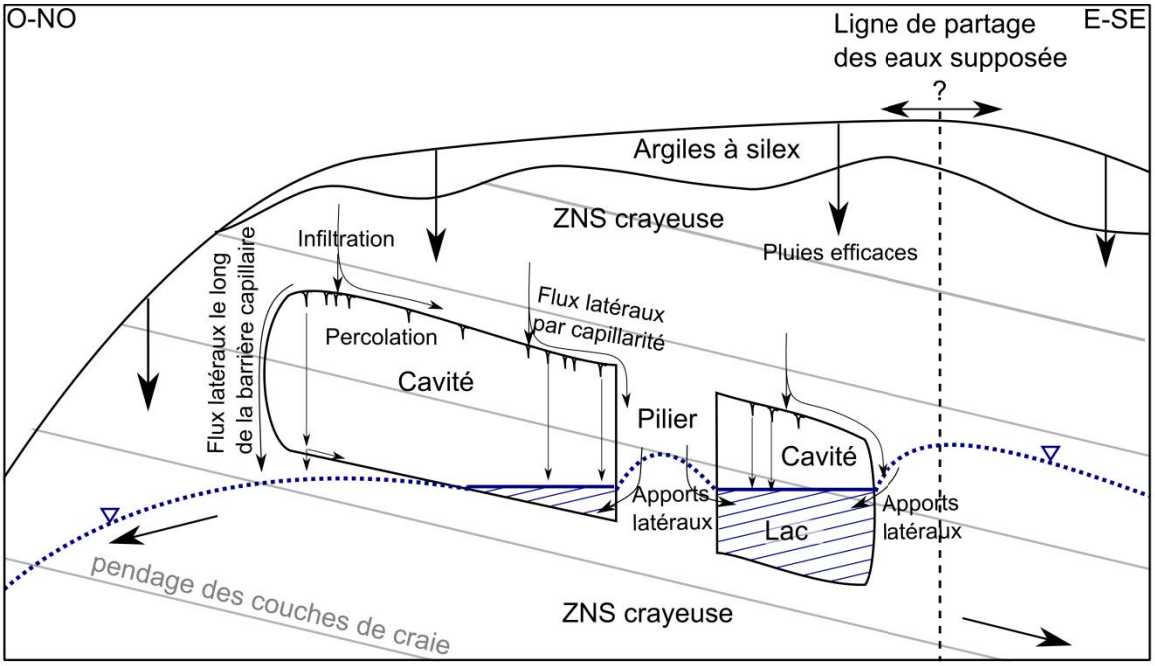


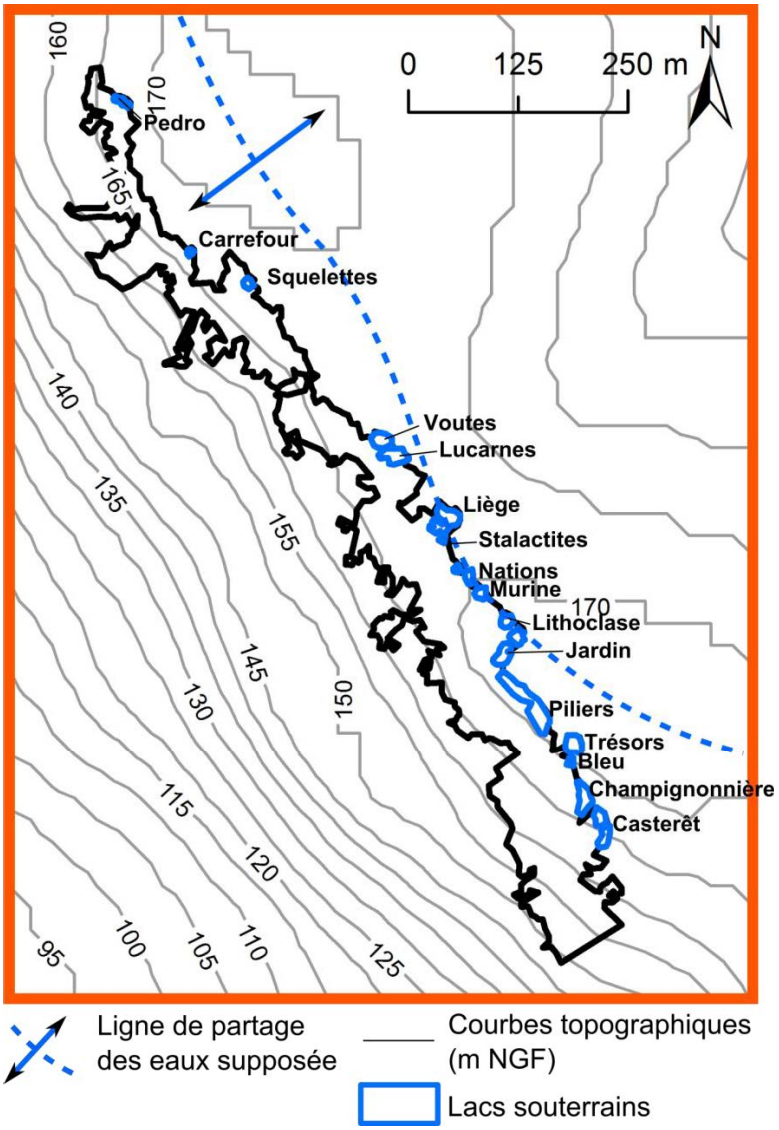
Figure 2-18 : Schéma hydrogéologique de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud.

Les lacs sont alignés selon un axe SSE/NNE correspondant, en souterrain, à l'axe de creusement de la carrière et en surface, à la ligne de crête du dôme topographique. La surface de la nappe suit généralement la surface topographique. La direction supposée d'écoulement de la nappe est donc perpendiculaire à cet axe (Figure 2-19). Cette situation à deux conséquences :

- Les lacs sont principalement alimentés par les eaux provenant de la ZNS, la ZS amont étant inexistante ou très faible.

- Les échanges d'eaux entre lacs sont limités et chaque lac possède une géochimie propre, influencée par les processus ayant lieu dans une zone limitée de ZNS (les écoulements au sein de la ZNS sont supposés sub-verticaux).

La craie du site d'étude possède une triple porosité (matrice, fracture, karstification). Cependant, à priori, seules les porosités matricielles et de fractures sont actives. En effet, les conduits karstiques observés dans la cavité sont rares et comblés par des argiles (ce qui les rend inactifs).



Nom des lacs	codes
Lac Pedro	Lped
Lac Carrefour	Lcar
Lac des Squelettes	Lsqu
Lac des Voutes	Lvou
Lac des Lucarnes	Lluc
Lac de Liège	Llie
Lac des Stalactites	Lsta
Lac des Nations	Lnat
Lac Murine	Lmur
Lac de la Lithoclase	Llit
Lac du Jardin	Ljar
Lac des Piliers	Lpil
Lac des Trésors	Ltre
Lac Bleu	Lble
Lac de la Champignonnière	Lcha
Lac du Casterêt	Lcas

Figure 2-19 : Carte des lacs de la carrière de St-Martin-le-Nœud et de la ligne de partage des eaux supposée (en fond, les courbes topographiques) et liste des noms complets et des codes attribués à chaque lac.

2.1 Occupation des sols

Les sols situés sur le dôme de Saint-Martin-le-Nœud, au-dessus de la cavité, sont agricoles. La surface est divisée en six parcelles, exploitées pour la culture céréalière (alternance de blé, maïs et escourgeon). Des entretiens avec les agriculteurs ont permis de mettre en évidence deux zones avec des pratiques agricoles différentes : La zone A surplombe la plus grande partie de la cavité et est caractérisée par une plus faible utilisation de fertilisants (120 à 200 kg ha^{-1} a^{-1} de nitrate ou de nitrate d'ammonium suivant le type de céréale). La zone B se situe à l'extrémité de la cavité et est caractérisée par une utilisation plus abondante de fertilisants (200 à 400 kg ha^{-1} a^{-1}, Figure 2-20).

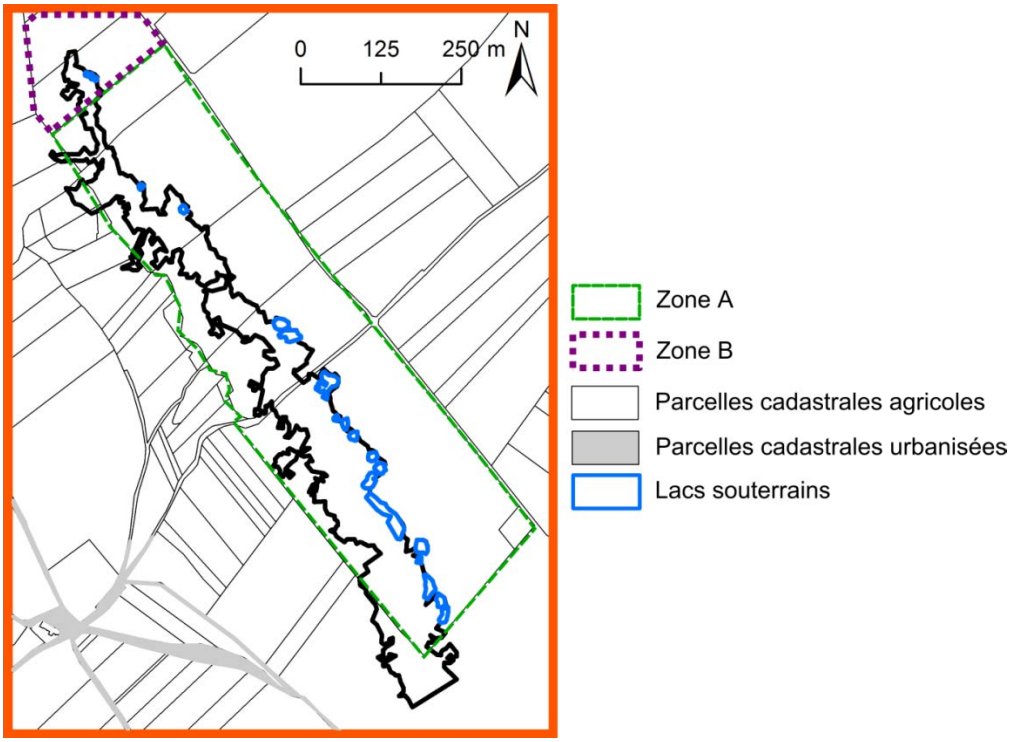


Figure 2-20 : Cadastre et occupation des sols au-dessus de la carrière.

Partie 3. Matériels et méthodes

Partie 3. Matériels et méthodes

La ZNS de la craie est un milieu hétérogène et complexe où plusieurs types de transferts, influencés par de nombreux paramètres, peuvent avoir lieu simultanément. Comprendre le fonctionnement hydrogéologique de la ZNS nécessite une approche spatio-temporelle globale. Dans cette thèse, deux approches sont utilisées. D'une part, l'analyse spatio-temporelle à l'échelle régionale des chroniques hydrogéologiques et géochimiques permet de mettre en évidence le fonctionnement hydrodynamique global de l'aquifère libre de la craie au Nord-Ouest du Bassin de Paris. D'autre part, l'analyse spatio-temporelle de l'hydrogéochimie, de la hauteur d'eau des lacs et des débits de percolation au sein de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud, couplée à la caractérisation physique de la ZNS, permet d'étudier les paramètres contrôlant l'hydrodynamique et la qualité des eaux de la ZNS de la craie à l'échelle locale.

Différents types de données ont été utilisés selon l'échelle considérée.

A l'échelle régionale, les banques de données Météo France et ADES fournissent :

- des données climatiques (chroniques de pluies brutes, chroniques d'ETP)
- des données piézométriques (hauteur d'eau de la nappe libre de la craie)
- des données hydrochimiques (concentrations en ions majeurs et en Atrazine).

A l'échelle locale, la carrière de Saint-Martin-le-Nœud est instrumentée depuis 2009 par l'INERIS pour le suivi géomécanique d'un pilier (Gombert et Charkaoui, 2013). Cependant, on avait peu de connaissances sur la dynamique hydrogéologique, sur les gammes de concentrations en ions majeurs des eaux souterraines et sur l'hétérogénéité spatiale au sein de la cavité. Le choix des paramètres à suivre, des sites à équiper et du pas de temps de mesure ou d'échantillonnage a donc été fait de la manière la plus complète possible (en l'absence d'identification préalable de sites stratégiques). La stratégie d'instrumentation et d'échantillonnage a ensuite été adaptée en fonction des résultats.

L'instrumentation et les campagnes de terrain réalisées depuis octobre 2011 ont permis d'acquérir deux types de données.

Des données sur les eaux souterraines :

- des données de hauteur d'eau des lacs
- des données de débits de percolation

- des données géochimiques (concentrations en ions des eaux des lacs et des eaux de percolation)
- des données physicochimiques (conductivité électrique, pH, concentrations en O_2 dissous).

Des données sur les caractéristiques de la ZNS :

- l'épaisseur et la nature des formations superficielles
- des vitesses d'infiltration dans les argiles à silex et la craie de la ZNS
- l'épaisseur de la ZNS en différents points

Ces différents types de données et leurs modes d'acquisition respectifs sont détaillés dans la première partie de ce chapitre (Partie 3.Chapitre 1 Matériel).

La partie suivante (Partie 3.Chapitre 2 Méthodes) explique les différentes techniques de traitement statistique des données (ACP, analyses corrélatoires et spectrales) et d'interprétation des analyses géochimiques.

Chapitre 1. Matériel

La partie Matériel décrit dans un premier temps les données provenant des banques de données Météo France (données climatiques : pluies brutes, ETP) et ADES (données piézométriques et géochimiques) utilisées à l'échelle régionale. Dans un deuxième temps, les données locales acquises pendant l'étude, à l'échelle de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud sont présentées (caractérisation de la ZNS, des eaux des lacs et des eaux de percolation).

1.1 Données régionales

Les données régionales utilisées sont de plusieurs types (Figure 3-1, Tableau 3-1) :

- climatiques, fournies par Météo France pour quatre stations météorologiques
- piézométriques, fournies par la Banque ADES pour 23 piézomètres
- géochimiques, fournies par la Banque ADES pour 136 qualitomètres.

Les paramètres climatiques et piézométriques sont mesurés en continu (à différents pas de temps) et permettent d'étudier le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de la craie (dans le temps et l'espace). Les données géochimiques ponctuelles permettent d'étudier les variations spatio-temporelles de la qualité des eaux.

Tableau 3-1 : Récapitulatif des données utilisées à l'échelle régionale.

Type de données	Nombre de sites suivis	Fournisseur	Période max	Paramètres
Climatique, continue	4 stations météorologiques	Météo France	1981-2014	Pluie brute et ETP
Piézométrique, continue	23 piézomètres	Banque ADES	1981-2014	Hauteur d'eau de la nappe de la craie
Géochimique, ponctuelle	136 qualitomètres	Banque ADES	1986-2013	Concentrations en ions majeurs et en Atrazine des eaux de la nappe de la craie

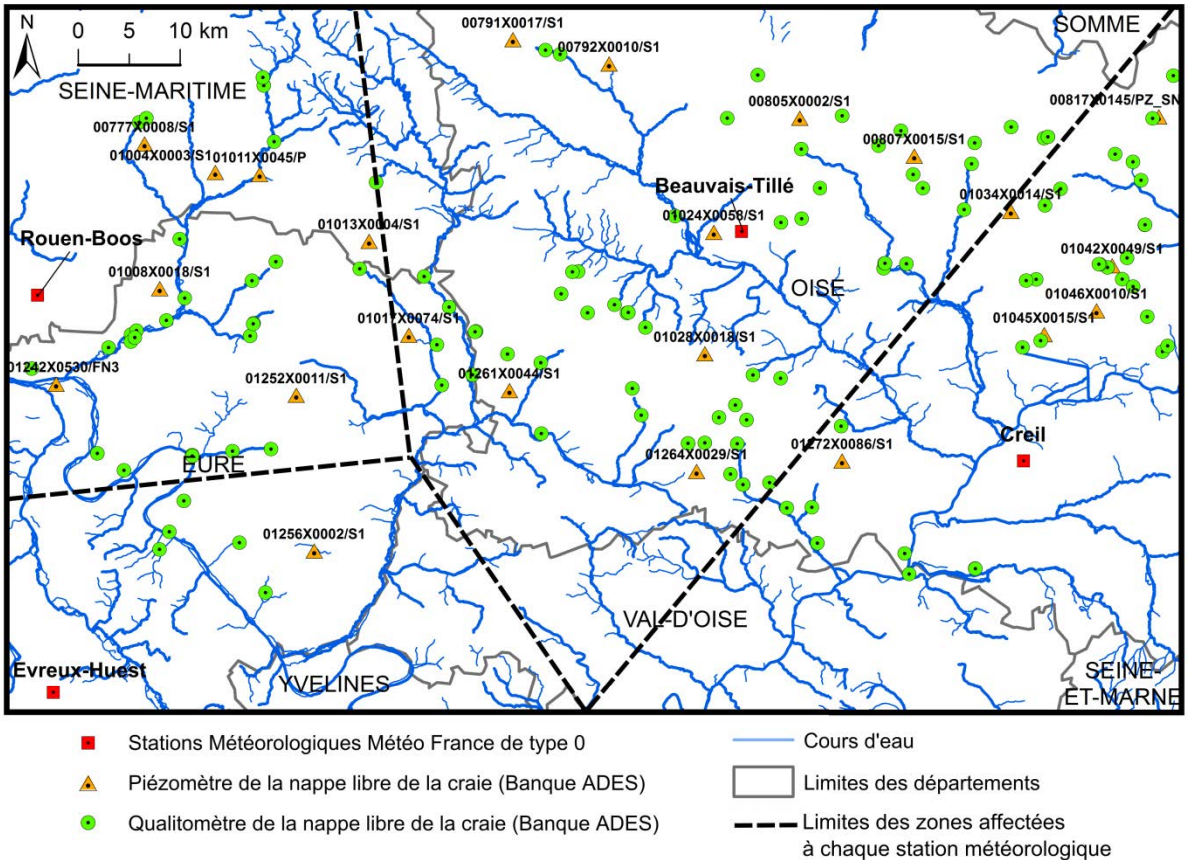


Figure 3-1 : Carte des stations météorologiques (Météo France), des piézomètres et des qualitomètres utilisés (Banque ADES).

1.1.1 Données climatiques continues

La région étudiée est couverte par 4 stations météorologiques Météo France (Tableau 3-2) : Beauvais-Tillé (60), Creil (60), Evreux-Huest (27) et Rouen-Boos (76). Elles fournissent des chroniques de pluie brute et d'ETP (formule de Monteil). Ces données ont été commandées auprès de Météo France :

- pour la station de Beauvais-Tillé : au pas de temps journalier pour la période 1981-2014 ; et au pas de temps décadaire et mensuel pour les années 2009-2014 (ces différents pas de temps seront testés pour le calcul de la pluie efficace, Partie 5).
- pour les stations de Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos ; au pas de temps journalier pour la période 2004-2014 (l'ETP n'étant disponible que depuis janvier 2004 au pas de temps journalier).

Tableau 3-2 : Caractéristiques des stations météorologiques utilisées.

Station	Numéro de station	X Lambert 93	Y Lambert 93	Altitude (m NGF)	Pluie Brute et ETP journalières	Pluie Brute et ETP mensuelles et décadaires
Beauvais-Tillé	60639001	637136	6928188	89	1981-2014	2009-2014
Creil	60175001	681618	8906257	88	2004-2014	-
Evreux-Huest	27347001	586231	8883476	138	2004-2014	-
Rouen-Boos	76116001	584685	8922530	151	2004-2014	-

1.1.2 Données hydrogéologiques continues

L'hydrogéologie régionale de part et d'autre de l'anticlinal de Bray est étudiée à l'aide des données piézométriques fournies par la Banques ADES. Vingt-trois piézomètres implantés dans la nappe libre de la craie sont présents sur la zone d'étude (Figure 3-1 ; Tableau 3-3). Les chroniques piézométriques sont fournies au pas de temps journalier, la période disponible variant suivant les piézomètres. Avant 2009, la plupart de ces chroniques possèdent des lacunes importantes et ne pourront pas être analysées par traitement du signal (voir Chapitre 4 et 6).

Tableau 3-3 : Caractéristiques des piézomètres utilisés dans le cadre de l'étude (Donnée ADES et Fiches InfoTerre). Une station météorologique fournissant les chroniques de pluie pour l'analyse par traitement du signal des chroniques pluie/piézométrie a été associée à chaque piézomètre. La géologie décrite dans le tableau provient du descriptif des forages fournis par la BSS.

Piézomètre	Commune	Prof. le 14/06/2013	Cote de la nappe le 14/06/2013 (m NGF)	X Lambert 93	Y Lambert 93	Géologie	Station météo	Données disponibles pour la période
00791X0017/S1	Omecourt (60476)	31,46	163,64	614756	6947015		Beauvais	1980-2014
00792X0010/S1	Fontaine-Lavaganne (60242)	40,77	122,13	624193	6944636		Beauvais	1979-2014
00805X0002/S1	Noiremont (60465)	31,47	120,67	642912	6939319	5 m de limons et argiles à silex qui recouvre la craie	Beauvais	1979-2014
00807X0015/S1	Catillon-Fumechon (60133)	37,38	107,9	654158	6935602	silex puis craie	Beauvais	1996-2014
01017X0074/S1	Sancourt (27614)	18,45	81,55	604542	6918031	argile à silex, atteint probablement la craie du Campanien	Beauvais	1979-1982 2003-2014
01261X0044/S1	Villers-Sur-Trie (60690)	27,58	76,62	614428	6912609		Beauvais	1979-1986 1991-2014
01028X0018/S1	Auteuil (60030)	25,15	115,75	633605	6916202		Beauvais	1979-1985 2007-2014

Piézomètre	Commune	Prof. le 14/06/2013	Cote de la nappe le 14/06/2013 (m NGF)	X Lambert 93	Y Lambert 93	Géologie	Station météo	Données disponibles pour la période
01024X0058/S1	Beauvais (60000)	21,12	78,88	634484	6928122		Beauvais	1979-2014
01264X0029/S1	Villeneuve-les-Sablons	23,74	91,26	632790	6904676		Beauvais	1979-2014
01034X0014/S1	Lieuvillers (60364)	32,2	89,36	663628	6930189	limons puis craie du Sénonien	Creil	1979-1985 2005-2014
01042X0049/S1	Estrees-Saint-Denis (60223)	14,47	61,93	673547	6924852	Thanétien	Creil	1979-2014
01045X0015/S1	Sacy-Le-Grand (60562)	15,18	36,97	666896	6918085	craie du Sénonien	Creil	1979-2014
01046X0010/S1	Blincourt (60078)	28,32	55,08	672029	6920433		Creil	1979-2014
01272X0086/S1	Neuilly-En-Thelle (60450)	19,07	142	647074	6905708	argiles à silex puis craie du Sénonien	Creil	1980-1983 2005-2014
001817X0145_PZ_SN	Cuvilly (60191)	19,39	56,4	678066	6939481		Creil	1979-2014
01256X0002/S1	Civieres (27160)	69,2	56,69	595276	6896874	argile à silex Campanien puis probablement Santonien-Coniacien	Evreux	1979-2014
00777X0008/S1	Catenay (76163)	31,44	126,84	578613	6936784	limons de plateau, argile à silex, peut-être sable du Sparnacien, craie du Sénonien	Rouen	1979-2014
01004X0003/S1	Le Heron (76358)	67,87	101,13	585559	6933997	limons de plateau, atteint le Sénonien	Rouen	1979-2014
01008X0018/S1	Vandrimare (27670)	70,69	54,97	580112	6922594	argile à silex, Sénonien	Rouen	1979-2014
01011X0045/P	Nolleval (76469)	4,15	84,3	589918	6933806		Rouen	2002-2014
01013X0004/S1	Bezancourt (76093)	41,34	146,83	600653	6927242	argile à silex et Santonien	Rouen	1979-2014
01252X0011/S1	Farceaux (27232)	14,72	105,78	593513	6912137	Campanien	Rouen	1979-2014

1.1.3 Données chimiques ponctuelles

Sur la zone d'étude, 136 points de mesures (qualitomètres ; Figure 3-1) implantés dans la nappe libre de la craie ont été échantillonnés entre 1986 et 2013, fournissant des concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-) et pour certains en Atrazine. Suivant le paramètre considéré, le nombre de qualitomètres et le nombre d'analyses disponibles varient beaucoup (Tableau 3-4).

Tableau 3-4 : Nombre de qualitomètres et nombre d'échantillons analysés en fonction des paramètres chimiques (ions majeurs et Atrazine).

Paramètre	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	ATR
Nombre de qualitomètres	120	122	122	120	122	127	124	136	60
Nombre d'échantillons	945	1009	1007	900	1018	1161	1101	1459	257

Les NO_3^-, principale source de pollution de la nappe de la craie, ont fait l'objet du plus grand nombre de mesure (136 qualitomètres, 1472 analyses). A l'inverse, le nombre de points de mesures et d'échantillons disponibles pour l'Atrazine sont plus faible (60 qualitomètres ; 257 analyses). En moyenne, chaque qualitomètre a fait l'objet de 8 analyses entre 1991 et 2013, soit moins d'un échantillon par an. Quelques points stratégiques ont fait l'objet d'un échantillonnage plus dense avec un maximum de 54 prélèvements entre 1991 et 2013, soit environ 4 échantillons par an. Les données complètes sont mises en annexe (Annexe 5).

1.2 Données locales (carrière de St Martin le Nœud)

La carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud constitue un site particulièrement intéressant pour l'étude de l'impact de la ZNS (et de ses caractéristiques) sur l'hydrodynamique et sur la qualité chimique des eaux souterraines. En effet, cette cavité est située au sein d'un dôme topographique et piézométrique, les apports latéraux amonts sont donc réduits. La nappe affleure dans la cavité, formant environ 17 lacs (Figure 2-19). Des eaux provenant de la ZNS percolent au toit de la cavité.

L'instrumentation de la carrière a permis d'acquérir de nombreuses données : des données hydrogéologiques et hydrogéochimiques continues et ponctuelles concernant les eaux souterraines ainsi que des données géophysiques portant sur la ZNS. Le site n'ayant pas pu être équipé d'une station météorologique, les données climatiques utilisées à cette échelle proviennent de la station Météo France de Beauvais-Tillé, située à 7 km au Nord du site et à une altitude plus basse d'environ 50 m.

Plusieurs objets ont été étudiés. Pour chacun, les paramètres suivis sont listés ci-dessous :

- Les eaux des lacs souterrains
    - Hauteur d'eau (enregistrement en continu)
    - Paramètres physico-chimiques (enregistrement en continu et campagne de mesures ponctuelles)
    - Composition géochimique (campagne d'échantillonnage et échantillonnage automatique, puis analyse en laboratoire)

- Les eaux de percolation
    - Débits de percolation (enregistrement en continu)
    - Composition géochimique (campagne d'échantillonnage puis analyse en laboratoire)
    - Vitesse de transfert depuis la surface, arrivé des traceurs dans la ZS (enregistrement en continu, campagne d'échantillonnage et échantillonnage automatique, puis analyse en laboratoire)
- La ZNS
    - Epaisseur et nature des formations superficielles (Campagnes géophysiques et fosses)
    - Epaisseur de la ZNS (campagnes géophysiques)
    - Vitesses d'infiltration en surface (fosses et test d'infiltration)
    - Vitesses de transfert depuis la surface jusqu'à la ZS (traçages dans la ZNS)

L'instrumentation mise en place (appareils, méthodes, durées...) ainsi que les sites suivis sont résumés Tableau 3-5 et Figure 3-2 et sont détaillés ci-dessous. Pour rappel, l'emplacement et la liste des noms complets et des codes des quinze lacs suivis sont donnés Figure 2-19.

Tableau 3-5 : Résumé de l'instrumentation mise en place sur le site de Saint-Martin-le-Nœud

	Type de données	Instrumentation ou technique	Campagne ponctuelle (nb) / Enregistrement continu (pas de temps)	Site (voir Figure 3-2)	Date de la campagne ou période d'enregistrement
ZNS	Epaisseur de la ZNS	UGPS	Campagne ponctuelle (2)	Lcas, Lble, Lpil, Ljar, Llit, Lsta, Lvou, Lsqu, Lcar, Lped	4/10/2012 16/09/2013
	Epaisseur des FS	Fosses (mini-pelle)	Campagne ponctuelle (1)	En surface, à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro	22/11/2012
		Tracé de tomographies électrique	Campagne ponctuelle (2)	En travers de la cavité, le long du chemin traversant la cavité en son milieu et a proximité du Lped	16/03/2012 13/11/2012
		Cartographie (cond. a) EM31	Campagne ponctuelle (2)	En surface, dans les champs situés au-dessus de la cavité	20/09/2013 24/10/2013
	Nature des FS	Fosses (mini-pelle)	Campagne ponctuelle (1)	En surface, à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro	22/11/2012
Eau des lacs	Hauteur d'eau	TROLL 500	Enregistrement continu (pas de temps horaire)	Llie, Lluc, Llit	Janvier 2012 Jusqu'à Janvier 2013 et de Mai 2013 à Septembre 2013
		Diver (CTD et Baro)		Lvou, Lsta	A partir de Janvier 2012 (Lvou) et à partir de Mai 2012 (Lsta)
		Actéon		Lpil	Février 2009 jusqu'à Mai 2013
	Conductivité	Diver (CTD)		Lvou, Lsta	A partir de Janvier 2012 (Lvou) et à partir de Mai 2012 (Lsta)
		Actéon		Lpil	Février 2009 jusqu'à Mai 2013
		Odéon		Lpil, Ppil	De Mai 2012 à Mai 2013 (Ppil) et à Octobre 2013 (Lpil
	Température	Diver		Lvou, Lsta	A partir de Janvier 2012 (Lvou) et à partir de Mai 2012 (Lsta)
		TROLL 500		Llie, Lluc, Llit	Janvier 2012 Jusqu'à Janvier 2013 et de Mai 2013 à Septembre 2013
		Odéon		Lpil, Ppil	De Mai 2012 à Mai 2013 (Ppil) et à Octobre 2013 (Lpil
		Actéon		Lpil	Février 2009 jusqu'à Mai 2013 (nombreuses lacunes)
	(pH)	Odéon		Lpil, Ppil	De Mai 2012 à Mai 2013 (Ppil) et à Octobre 2013 (Lpil
	Paramètres physicochimique (pH, Cond, T, O_2d)	Multi-paramètre portable VWR 3430 SET K	Campagne ponctuelle (14)	Tous les lacs (au moins une fois)	14 campagnes de prélèvements entre Janvier 2012 et Février 2014
	Composition et qualité des eaux	Echantillonnage manuel	Campagne ponctuelle (14)	Tous les lacs (au moins une fois)	14 campagnes de prélèvements entre Janvier 2012 et Février 2014
		Echantillonnage automatique (préleveur)	Prélèvements tous les jours ou tous les 4 jours, récupération des échantillons lors des campagnes de prélèvement	Lpil, Lble, Lped	Lpil : 1 éch./ jr en Juin 2012 Lped : 1 éch. tous les 4 jrs l'année 2014 (avec quelques lacunes) Lble : 1 éch. tous les 4 jrs de Mai 2012 à Janvier 2014 (avec quelques lacunes)
		Sondes fluorimétriques	Enregistrement continu (pas de temps 15 min)	Lble, Lped	A partir de Novembre 2012
Eau de percolation	débits de percolation	pluviomètre (auget 0,034)	Enregistrement continu	A proximité du lac des Piliers	A partir de Mars 2011 jusqu'à Février 2014
		pluviomètre (auget 0,2)	Enregistrement continu	A proximité du lac Pedro	Octobre 2012 jusqu'à Juillet 2013
	Qualité des eaux	Echantillonnage manuel	Campagne ponctuelle (4)	A proximité de tous les lacs (au moins une fois)	4 campagnes de prélèvements entre Mai 2013 et Février 2014

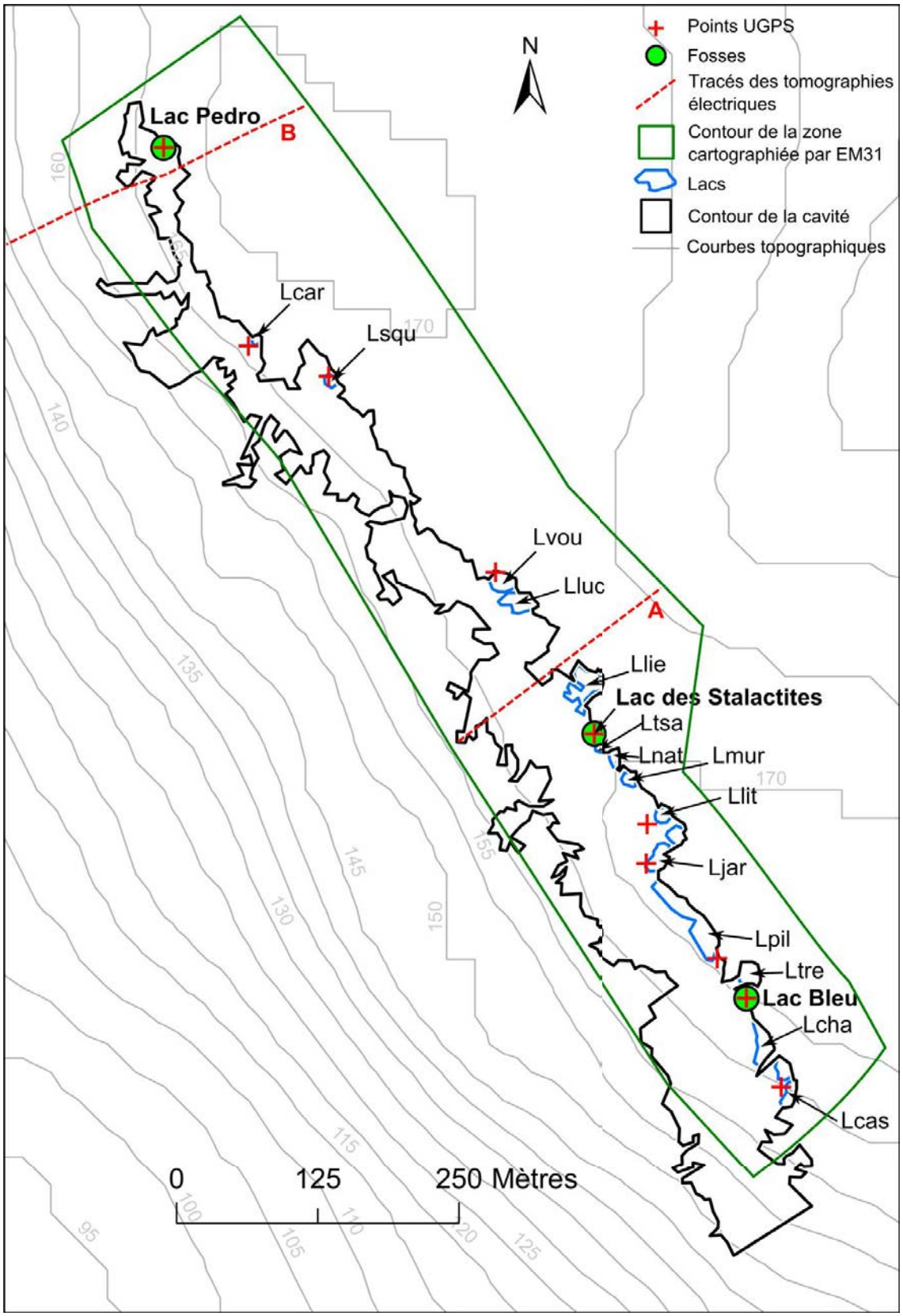


Figure 3-2 : Carte de localisation des tracés de tomographies de résistivité électrique (A et B), de la zone cartographiée par EM31, des points UGPS et des trois fosses creusées (au-dessus de 1 : lac Bleu, 2 : lac des Stalactites et 3 : lac Pedro ; les noms de ces trois lacs sont mis en gras).

1.2.1 Les eaux souterraines

Deux types d'eaux souterraines ont été étudiés dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud : les eaux de lacs souterrains et les eaux de percolations. L'instrumentation et l'échantillonnage mis en place sont décrits ci-dessous.

1.2.1.1 Eaux des lacs souterrains

Les eaux des lacs souterrains ont été étudiées. Certains lacs ont été instrumentés (Tableau 3-5 ; Tableau 3-6) pour suivre en continu les variations du niveau d'eau, de la température, de la conductivité électrique et du pH. Tous les lacs ont été échantillonnés régulièrement (périodicité de quelques jours à 3 mois) pour connaitre leurs concentrations en ions majeurs. La stratégie d'échantillonnage et d'équipement de la carrière a évolué en fonction des résultats obtenus au cours de l'étude.

Tableau 3-6 : Caractéristiques techniques des équipements utilisés.

Equipement	Paramètres suivis (précision/résolution) ou caractéristiques
Préleveur automatique	24 flacons de 250 mL
ACTEON	Niveau d'eau (± 1% / 1 cm), conductivité (± 0,5% / 0,1 µS cm^{-1})
Odéon	Température (± 0,1° C / 0,01° C), pH (± 0,1% pH / ?), conductivité (± 1% / 0,1 µS cm^{-1})
Diver CTD	Niveau d'eau (± 2,5 cm / 1cm), température (± 0,1 °C) et conductivité (± 1% µS cm^{-1} / ± 0,1%)
TROLL 500	Niveau d'eau (1% / 0,005%) et température (± 0,1° C / 0,01° C)

a) Mesures en continu : Niveau d'eau et paramètres physicochimiques des lacs

Depuis Octobre 2011, le plus grand nombre de lacs possible a été équipé de sondes permettant l'enregistrement en continu du niveau d'eau et des paramètres physicochimiques. Le lac des Piliers avait été instrumenté depuis 2009 par l'INERIS.

Le niveau d'eau des lacs Piliers, Stalactites, Liège, Lucarne, Lithoclase et Voutes a été enregistré en continu au pas de temps horaire, à l'aide de différentes sondes posées au fond des lacs (Tableau 3-5, Tableau 3-6).

La température, la conductivité électrique et le pH ont également été suivis en continu au pas de temps horaire dans certains de ces lacs, à l'aide de différentes sondes posées au fond des lacs (Tableau 3-5, Tableau 3-6). Ces sondes n'ont pas été ré-étalonnées après leur mise en place dans la cavité.

b) Mesures ponctuelles : paramètres physicochimiques

Lors de campagnes de terrain les paramètres physicochimiques (température, pH, conductivité électrique, O_2 dissous) des eaux des lacs ont été mesurés grâce à un instrument de mesure multiparamètre portable VWR 3430 SET K (précision de ± 0,004 pour le pH, ± 0,5% pour la conductivité et l'oxygène dissous et de ± 0,2°C pour la température). Le pH et la conductivité sont vérifiés et si besoin étalonnés avant chaque campagne (pour le pH, 2 points de contrôle : pH 4 et pH 7 et pour la conductivité 1 point de contrôle ; 1430 µS cm^{-1}).

c) Echantillonnage des eaux des lacs

Les premières mesures (entre janvier 2012 et octobre 2012) ont permis de mettre en évidence que les variations spatiales inter-lacs étaient très marquées tandis que les variations temporelles semblaient relativement faibles. La stratégie d'échantillonnage a donc été adaptée et a consisté à prélever le maximum de lacs lors de chaque campagne (haute résolution spatiale) et de ne suivre à haute résolution temporelle que le lac Bleu et le lac Pedro (le lac des Piliers ayant été finement suivi au tout début de l'étude).

Le nombre de campagnes de mesure est limité pour deux raisons :

- Premièrement, la cavité est un site classé Natura 2000 pour la protection des chiroptères. De ce fait, elle n'est pas accessible entre début Novembre et fin Avril (période d'hibernation). Le conservatoire a cependant permis l'accès à la cavité pendant deux journées (non consécutives) durant cette période de l'année.
- Deuxièmement, le temps nécessaire à chaque campagne de terrain est important : le site se trouve à environ 2 h de route du laboratoire, la campagne de terrain en elle-même dure environ 9 h, le temps de préparation d'une campagne de terrain est d'environ 3 jours, mais peut être beaucoup plus long, le temps de conditionnement / analyse des échantillons acquis pendant le terrain est estimé au minimum à une semaine.

De ce fait, durant la thèse, 14 campagnes d'échantillonnage manuel ont été réalisées, complétées par des prélèvements automatiques.

Les protocoles de conservation et d'analyse des échantillons prélevés sont détaillés dans les paragraphes 1.2.2 et 1.2.3.

Echantillonnage manuel

Les eaux des lacs de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud ont été échantillonnées à raison d'environ une campagne par mois de mai à septembre ainsi que deux campagnes en période hivernale. A chaque campagne, un flacon de 250 mL en Nalgène est prélevé (en prenant garde d'éviter la présence d'air dans le flacon) pour l'analyse de l'alcalinité et l'analyse des concentrations en ions majeurs. Les flacons sont soigneusement fermés pour éviter les contacts avec l'atmosphère.

Une campagne de prélèvement supplémentaire en Mai 2013 a permis d'échantillonner les eaux des lacs (flacon Nalgène 250 mL) pour l'analyse des concentrations en pesticides (Lebreton, 2013).

Echantillonnage par prélèvements automatiques

Des préleveurs automatiques ISCO ont été installés sur les lacs Bleu, des Piliers, et Pedro (Tableau 3-5) pour compléter les campagnes d'échantillonnage manuel. La fréquence d'échantillonnage a été choisie à un prélèvement tous les 4 jours afin de couvrir la période entre deux campagnes hivernales. Ces préleveurs ne sont pas réfrigérés et les échantillons prélevés sont stockés dans des flacons en contact avec l'atmosphère (faible étanchéité des préleveurs) mais protégés des eaux de percolation et de la lumière, à une température stable d'environ 12°C et un taux d'humidité d'environ 100%. L'eau ainsi récoltée est récupérée, à chaque campagne de terrain, dans un flacon en Nalgène de 250 mL et un flacon en verre brun de 60 mL (de manière à éviter les bulles d'air). Les eaux prélevées peuvent donc avoir passé près de deux mois dans les préleveurs avant d'être conditionnées pour analyses. Les flacons des préleveurs sont rincés avec de l'eau distillée et remis en place.

1.2.1.2 Eaux de percolation

Etudier les eaux de percolation permet de remonter directement aux processus ayant lieu dans la ZNS. Cependant, cela reste difficile. En effet, la cavité est vaste et les débits de percolation sont très hétérogènes dans le temps comme dans l'espace. Nous avons choisi de nous intéresser à la percolation à proximité des lacs souterrains afin de pouvoir les comparer. Les eaux de percolation du reste de la cavité n'ont pas été étudiées. Néanmoins, même à l'échelle restreinte de quelques

mètres carrés l'hétérogénéité des débits est très forte et celle de la géochimie des eaux est inconnue. Il est par conséquent difficile de proposer une méthodologie d'échantillonnage. Cette étude constitue donc une première étape dans la caractérisation des eaux de percolation de la cavité. Durant le cycle hydrologique 2011/2012, les débits de percolation étaient nuls ou trop faibles pour que l'échantillonnage des eaux de percolation soit possible. Elles n'ont pu être échantillonnées qu'à partir de 2013 à la réouverture de la carrière en Mai.

1.2.1.3 Mesures in situ

a) Mesures en continu : débits de percolation

Le débit de percolation a été enregistré à l'aide de deux pluviomètres à augets qui fournissent des chroniques de percolation cumulée journalière en mm j^{-1}.

Le premier a été installé en Mars 2011 au lac des Piliers, sous un endroit où une percolation abondante avait été observée en 2009 et 2010. Le pluviomètre est incrémenté par pas de 0,034 mm.

Le deuxième a été installé, au cours de cette thèse, en 2012 au lac Pedro dans un endroit où la percolation était abondante et sous une bâche de 4 m^2 afin d'intégrer une plus grande surface de toit (Figure 3-3). La forte remontée des eaux nous a contraints à déplacer le pluviomètre d'environ 15 m le 19/03/2013. A partir de cette date le pluviomètre reçoit uniquement les eaux situées directement au-dessus de lui, la bâche n'ayant pas pu être déplacée. Le pluviomètre est incrémenté par pas de 0,2 mm.

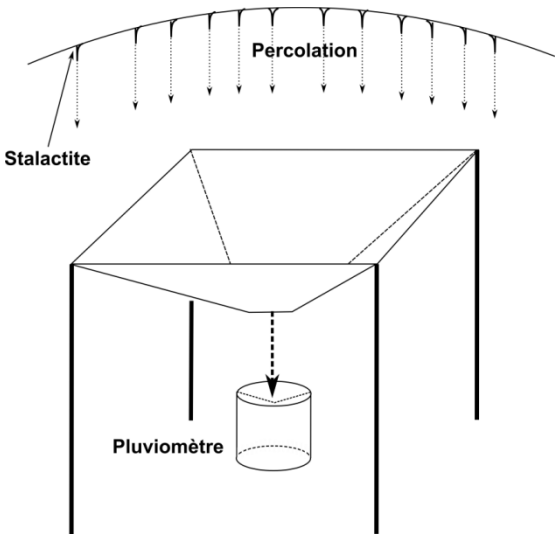


Figure 3-3 : Dispositif de collecte des eaux de percolation au lac Pedro, avant le 19/03/2013

b) Paramètres physicochimiques des eaux de percolation

La température et la conductivité électrique des eaux de percolation au lac des Piliers ont également été enregistrées en continu. Un dispositif de collecte a été mis en place dans le lac. Sous ce dispositif, un flacon à débordement a été installé, permettant un renouvellement des eaux lorsque la percolation est suffisante et le maintien d'un niveau d'eau minimum en l'absence de percolation. Une sonde ODEON a été placée dans le flacon (Figure 3-4).

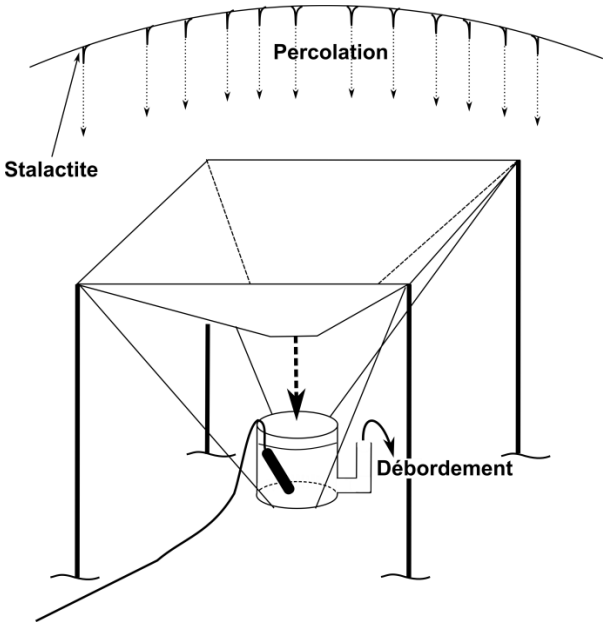


Figure 3-4 : Dispositif de suivi de la conductivité électrique des eaux de percolation au lac des Piliers.

c) Echantillonnage des eaux de percolation

Les eaux de percolation ont été collectées en récoltant les gouttes suspendues aux stalactites ou directement au plafond à l'aide de flacons en Nalgène de 60 mL. Le débit de percolation étant relativement faible, seule une vingtaine de millilitres a pu être récoltée sur chaque site de prélèvement et les flacons n'étaient pas complètement remplis (présence d'air). Le volume des échantillons d'eaux de percolation n'était pas suffisant pour mesurer les paramètres physicochimiques (in-situ) et pour analyser l'alcalinité. Seules les concentrations en ion majeurs (excepté HCO_3^-) et les concentrations en pesticides (pour quatre échantillons) ont pu être mesurées.

La représentativité des échantillons ainsi récoltés sera discutée dans la dernière partie de ce mémoire.

1.2.2 Protocole de conservation des échantillons prélevés

Par manque de temps, aucun conditionnement ou analyse n'est effectué sur le terrain. Les échantillons collectés sont ramenés au laboratoire le soir même. Les flacons en verre brun (pour l'analyse des traceurs fluo) sont stockés à température ambiante à l'abri de la lumière. Les flacons en Nalgène sont stockés pour la nuit au réfrigérateur.

Le lendemain, pour chaque flacon en Nalgène de 250 mL d'eau de lac :

- 50 mL sont utilisés pour doser l'alcalinité.
- 60 mL sont conditionnés pour l'analyse des cations. L'eau est filtrée (filtres nylon 0,45 µm) puis acidifiée à l'aide de quelques gouttes d'acide nitrique. Elle est conditionnée dans des flacons en Nalgène de 60 mL soigneusement fermés. Les flacons sont stockés au réfrigérateur (8°C).
- 60 mL sont conditionnés pour l'analyse des anions. L'eau est filtrée (filtres nylon 0,45 µm) puis conditionnée dans des flacons en Nalgène de 60 mL soigneusement fermés. Les flacons sont stockés au réfrigérateur (8°C).

Les flacons d'eau de percolation sont également conditionnés pour l'analyse des cations et anions majeurs (environ 10 mL par analyse).

Les échantillons récoltés pour l'analyse des pesticides sont stockés pour la nuit au réfrigérateur pour être analysés le lendemain en laboratoire.

Les différentes analyses sont décrites ci-dessous

1.2.3 Analyses en laboratoire des échantillons prélevés

1.2.3.1 Ions majeurs

- Alcalinité

L'alcalinité n'a pas pu être analysée directement sur le terrain, les campagnes étant trop longues et le nombre d'échantillons trop important. Ils ont été analysés moins de 24h après prélèvement, au laboratoire. Des analyses doublées sur le terrain et au laboratoire 24h après prélèvement, sur quelques échantillons, et en utilisant la même méthode ont permis de vérifier que l'alcalinité était relativement stable (moins de 10% d'erreur).

L'alcalinité est analysée par dosage colorimétrique avec une solution d'acide sulfurique (0,16 N) et deux réactifs : témoin de phénolphtaléine et témoin vert de bromocrésol/rouge de méthyl (HACH).

- Les autres ions majeurs

Les ions majeurs (NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ et K^+) sont analysés par chromatographie ionique en phase liquide à l'aide d'un DIONEX ICS-3000 au laboratoire METIS (ex Sisyphe) quelques jours après prélèvement. L'erreur analytique dépend des concentrations obtenues. Au-delà de 10 mg L^{-1}, elle est inférieure à 10% mais peut être proche de 100 % pour les plus faibles concentrations (de l'ordre de 1 mg L^{-1}).

1.2.3.2 Pesticides

Les pesticides (Atrazine, Déséthylatrazine et Tébutame) ont été analysés au laboratoire (après filtration) par Gaël Lebreton (stagiaire M1) grâce à la LC MS/MS (Liquid chromatography mass tandem). L'incertitude analytique de 20% est due notamment à la présence de matière organique dissoute, passant à travers le filtre, et qui peut dévier l'analyse en adsorbant les micropolluants (Lebreton, 2013).

1.2.4 Caractérisation physique et hydrodynamique de la ZNS au-dessus de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud

Afin de caractériser la nature et l'épaisseur de la ZNS au-dessus de la cavité (formations superficielles et craie), plusieurs méthodes ont été utilisées (Figure 3-2). La combinaison de ces méthodes permet de contraindre chaque interprétation par l'autre et donc d'obtenir des informations plus précises sur les caractéristiques physiques de la ZNS.

Ces différentes méthodes (géophysiques non destructives et mécaniques) ont permis :

- De déterminer la position exacte de la cavité et l'épaisseur de la ZNS en 7 points (à proximité de lacs) grâce à l'utilisation d'un Underground GPS (UGPS).
- De caractériser la structure de la ZNS (limite entre les formations superficielles et la craie, pendage des formations crayeuses) grâce à la réalisation de deux

tomographies de résistivité électrique, perpendiculairement à l'axe de creusement de la cavité.

- D'appréhender l'épaisseur des formations superficielles en cartographiant la conductivité électrique apparente sur les 5,5 premiers mètres de profondeur au-dessus de la cavité à l'aide du conductivimètre EM31.
- De quantifier l'épaisseur des formations superficielles et de déterminer leur nature en 3 points par le creusement de trois fosses en surface.

Ces méthodes sont détaillées ci-dessous.

1.2.4.1 Utilisation des sols

Les données concernant l'utilisation des sols (type et rotations des cultures, type et quantité d'intrants utilisés) ont été obtenues en interrogeant les 3 agriculteurs exploitant les champs au-dessus de la cavité.

1.2.4.2 Positionnement en X, Y et Z des lacs souterrains (UGPS)

Pour connaitre la position en X, Y et Z des lacs souterrains et donc l'épaisseur de la ZNS au-dessus des lacs, l'UGPS développé par l'ISSKA et l'INERIS (Watelet et Jeannin, 2004 ; Gouillon et Duchêne, 2013) a été utilisé sur le site. Ce système se compose de deux balises mobiles. La première, placée en souterrain, émet des ondes électromagnétiques. La deuxième balise, en surface, est une balise réceptrice, géolocalisée qui reçoit le signal émis. Le signal reçu varie en fonction de la position des deux balises, jusqu'à un maximum lorsqu'elles sont à la verticale l'une de l'autre. La première balise a été placée à côté de plusieurs lacs souterrains et la seconde balise à la verticale de la balise émettrice. On obtient ainsi la latitude et la longitude des deux points (en surface et en souterrain) ainsi qu'une estimation de la distance entre les deux balises, avec une erreur comprise entre 2% et 10% d'après les développeurs.

Figure 3-5 : Photo de la balise émettrice de l'UGPS placée en souterrain.

1.2.4.3 Tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique est une méthode d'exploration/imagerie du sous-sol qui repose sur la mesure de la résistivité électrique, en installant un grand nombre d'électrodes et en utilisant différentes combinaisons de 4 électrodes (A, B, M et N) pour obtenir des informations sur les variations latérales et verticales de la résistivité électrique (Dahlin, 2001 ; Marescot, 2006).

La résistivité électrique est l'inverse de la conductivité électrique et caractérise la capacité (difficulté) du courant électrique à circuler dans le milieu naturel. Elle est fortement dépendante de la porosité, de la saturation en eau et du contenu en argile (Archie, 1942 ; Waxman et Smits, 1968 ; McNeil, 1980a). L'injection d'un courant d'intensité connue et la mesure de la distribution du potentiel électrique donnent une estimation de la résistivité électrique apparente du sous-sol (Kunetz, 1966). Cette grandeur correspond à une normalisation des mesures intégrant les résistivités électriques des différentes structures/matériaux contenus dans un volume donné. Celle-ci est inversée (en résistivité électrique). Le processus d'inversion consiste, à partir de données mesurées sur le terrain, et en s'appuyant sur les connaissances géologiques préexistantes, à reconstituer la structure profonde du sous-sol (Marescot, 2006). L'image ainsi obtenue est interprétée afin d'obtenir des informations sur la structure et la lithologie du sous-sol.

Deux tomographies de résistivité électrique ont été réalisées sur le terrain, au-dessus de la cavité (Figure 3-6). Les deux tomographies électriques ont été obtenues avec un résistivimètre Syscal Pro (IRIS Instruments) en utilisant des séries de 96 électrodes et une configuration Wenner-Schlumberger (Figure 3-7) permettant d'obtenir des sections géoélectriques jusqu'à respectivement 30 m (profil A) et 60 m (profil B) de profondeur, sachant que l'inter-distance entre les électrodes était respectivement de 2,5 m (profil A) et 3,5 m (profil B).

Figure 3-6 : Photos d'une acquisition de tomographie de résistivité électrique réalisée au-dessus de la cavité.

Figure 3-7 : Schéma du dispositif Wenner-Schlumberger. A et B sont les électrodes d'injection du courant et M et N les électrodes de mesure du potentiel électrique, n représente un nombre d'électrodes (Marescot, 2006).

1.2.4.4 Cartographie électromagnétique à faible nombre d'induction (EM31)

La méthode électromagnétique à faible nombre d'induction permet de cartographier la conductivité électrique (apparente) du sous-sol. Cette méthode a été largement décrite par McNeill (1980b) et Frischknecht et al. (1991) et repose sur l'utilisation de l'EM31 (Geonics Ltd). Cet appareil géophysique contient deux bobines : une bobine émettrice qui émet un champ électromagnétique primaire et une bobine réceptrice qui enregistre les modifications de ce champ magnétique par le sous-sol (Figure 3-8). La profondeur d'investigation de l'appareil est proportionnelle à la distance émetteur-récepteur. La profondeur est ici d'environ 5,5 m en mode dipôle magnétique vertical (configuration horizontale coplanaire des bobines) sachant que la distance entre les deux bobines est de 3,66 m. Un échantillonnage régulier le long de profils séparés d'environ 5 m sur une superficie d'environ 20 ha a été réalisé dans les champs au-dessus de la cavité (Figure 3-2). Ces mesures ont été interpolées et une carte de la conductivité électrique apparente du sous-sol a été réalisée.

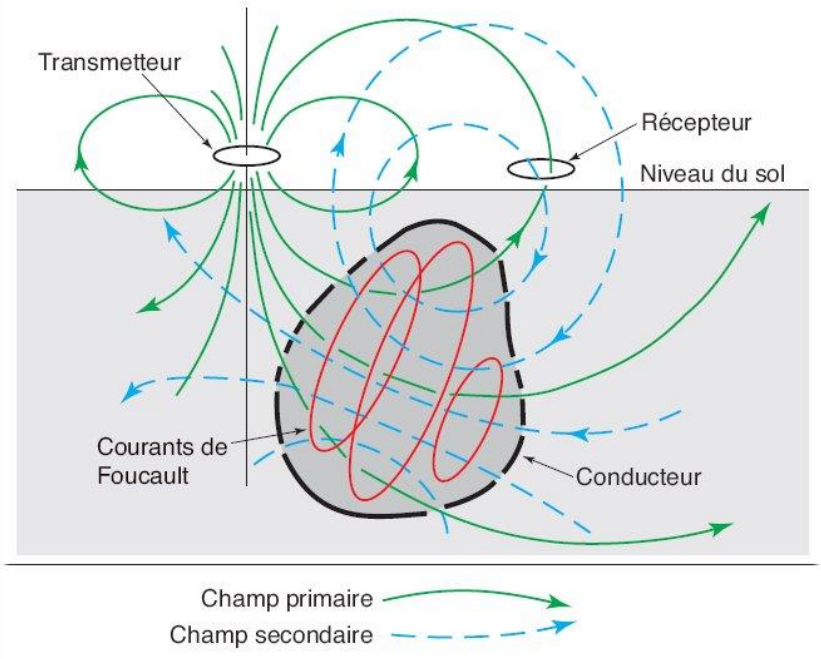


Figure 3-8 : Schéma du principe de l'induction électromagnétique en champ proche (Chouteau et Giroux, 2008).

La conductivité électrique apparente est très dépendante de la quantité d'eau et de la quantité d'argile contenue dans les matériaux investigués (McNeill, 1980a, Archie, 1942 ; Waxman et Smits, 1968) ; ainsi les couches argileuses sont beaucoup plus conductrices que les roches carbonatées dont la porosité est plus faible (McNeill, 1980a). La carte obtenue peut donc être interprétée en terme d'épaisseur des argiles à silex au-dessus de la cavité : les zones les plus conductrices correspondent aux zones où les argiles à silex sont les plus épaisses tandis que dans les zones les moins conductrices, l'épaisseur des argiles à silex est faible voire nulle. Ces résultats doivent être comparés à ceux obtenus grâce aux tomographies de résistivité électrique et par l'observation directe dans les trois fosses.

1.2.4.5 Caractérisation des premiers mètres du sous-sol

Dans le but de mesurer directement l'épaisseur des formations superficielles et de déterminer leur nature, trois fosses ont été creusées à la mini-pelle mécanique le 21/11/2012, en surface au-dessus de la cavité, à l'aplomb des lacs Bleu, des Stalactites et Pedro (Figure 3-2, Figure 3-9). Le but était d'atteindre l'interface argiles à silex/craie. Au lac des Stalactites, cette interface étant trop profonde, la mini-pelle n'a pas pu l'atteindre. La profondeur des différentes interfaces sol/formations superficielles/craie ont été mesurées à l'aide de mires graduées. La surface des fosses a été mesurée à l'aide d'un décamètre.

Les dimensions de ces fosses sont détaillées Tableau 1-7.

Figure 3-9 : Photos du creusement d'une fosse à la mini-pelle à l'aplomb du lac des Stalactites et de la mise en place d'une mire graduée.

Tableau 3-7 : Dimensions des trois fosses creusées en surface à l'aplomb des lacs.

Lac situé à l'aplomb	Surface de la fosse (m²)	Profondeur de la fosse (m)
Bleu	(2,1 * 1,4 =) 2,9	2,40
Stalactites	(2,5 * 1,4 =) 3,5	2,70
Pedro	(2,0 * 1,4 =) 2,8	0,55

Cette méthode d'investigation est invasive et a pu modifier les paramètres hydrodynamiques du milieu en tassant les argiles et en détruisant d'éventuels chemins préférentiels d'écoulement.

1.2.4.6 Test d'infiltration

Les trois fosses creusées à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro ont permis de réaliser des tests d'infiltration. Le 22/11/2012, environ 2500, 1250 et 1250 L d'eau ont été injectés dans ces fosses, respectivement. Les variations de hauteur d'eau 24 h après l'injection (le 23/11/2012) ont été mesurées à l'aide des mires graduées mises en place dans les fosses.

1.2.4.7 Traçages

Afin de mesurer le temps de transfert des eaux dans la ZNS depuis la surface jusqu'à la ZS, des traçages ont été réalisés. La méthode consiste à injecter des traceurs en surface et à suivre leur restitution dans la cavité.

Les traceurs injectés doivent répondre à plusieurs critères. Pour constituer de bons traceurs des écoulements, ils doivent :

- se déplacer avec l'eau injectée
- être peu adsorbables (conservativité)
- être détectables individuellement par les sondes fluorimétriques

Ainsi, 3 traceurs fluo ont été choisis : la fluorescéine, la sulforhodamine et le naphionate.

Un traceur salin vient compléter les traceurs fluo. Le choix s'est porté sur le LiCl car il est peu adsorbé et peut être quantifié au laboratoire METIS.

Les fosses creusées à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro ont servies de point d'injection pour les traceurs. En l'absence d'informations sur l'impact éventuel du pendage des couches de craie et de la fracturation sur les écoulements au sein de la ZNS, on a fait l'hypothèse de transferts verticaux.

Plusieurs précautions ont été prises pour maximiser les chances de restitution des traceurs en souterrain.

Le choix a été fait de retirer au maximum les épaisseurs de formations superficielles en surface et d'injecter les traceurs directement dans la première épaisseur de craie, quand cela a été possible (lac Bleu et lac Pedro). Ainsi les restitutions mesurées ne seront l'image que des transferts au sein de la ZNS crayeuse et non pas de toute la ZNS.

De plus, les traceurs ont été injectés après une première injection d'eau qui a servi à « saturer » la ZNS pour faciliter les écoulements.

Après l'injection des traceurs, de l'eau a de nouveau été ajoutée pour réaliser un « effet de chasse » et maximiser la pénétration des traceurs dans la ZNS. Pour la fosse située à l'aplomb du lac des Stalactites cette étape n'a pas été possible, puisque l'eau injectée ne s'est pas infiltrée.

Le Tableau 3-8 résume les étapes des traçages.

Tableau 3-8 : Résumé des étapes des traçages dans la ZNS.

	Fosses situées au-dessus du :		
	Lac Pedro	Lac des stalactites	Lac Bleu
Première injection d'eau	1250 L à 9h36 le 22/11/2012	1250 L à 10h30 le 22/11/2012	2500 L à 12h30 le 22/11/2012
Injection du/des traceur(s)	4 kg de fluorescéine + 25 kg de LiCl à 15h18 le 22/11/2012	3 kg de naphionate + 100 L d'eau à 10h00 le 23/11/2012	2 kg de sulforodhamine à 08h20 le 23/11/2012
Deuxième injection d'eau	1200 Là 20h00 le 24//11/2012		2500 L à 18h00 le 24/11/2012
Troisième injection d'eau	1200 L à 20h00 le 26//11/2012		2500 L à 18h00 le 26/11/2012
Total injecté	3650 L	1350 L	7500 L

La description de la méthode de suivi de la restitution des traceurs en souterrain est décrite ci-dessous. Elle consiste en deux points : l'enregistrement en continu de la fluorescence des lacs Bleu et Pedro ; et un échantillonnage ponctuel des eaux pour analyser en laboratoire la concentration des différents traceurs. Le lac des Stalactites n'a pas été suivi puisque aucune pénétration du traceur dans la ZNS n'a pu être constatée (pas d'infiltration au bout de deux semaines).

Suivi en continu de la restitution des traceurs fluo

La concentration en traceurs fluo est suivie en continu au pas de 15 min depuis Novembre 2012 dans le lac Bleu et le lac Pedro grâce à deux fluorimètres GGUN-FL30 (Figure 3-10 ; seuil de détection : 2 10^{-5} mg L^{-1}).

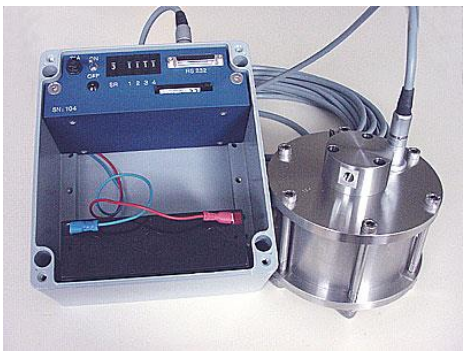


Figure 3-10 : Photo d'un fluorimètre GGUN-FL30

Echantillonnage ponctuel des traceurs fluo et du Li^+

Lors de chaque campagne d'échantillonnage, et pour chaque prélèvement automatique depuis novembre 2012, un flacon en verre brun de 60 mL (sans air) pour l'analyse de la concentration en traceurs fluo a été prélevé dans les lacs Bleu et Pedro. De même, un flacon en Nalgène a également été prélevé au lac Pedro pour l'analyse de la concentration en Li^+.

Analyse en laboratoire

Les traceurs fluo ont été analysés par le laboratoire CETRAHE à l'aide d'un spectrofluorimètre Hitachi F7000. Les concentrations en Li^+ ont été analysées par Emmanuel Aubry par ICP-MS au laboratoire METIS.

1.2.5 Validité des données

1.2.5.1 Hétérogénéité intra-lac et méthodologie d'échantillonnage

Lors des campagnes de terrain dans la cavité, une forte hétérogénéité intra-lac des paramètres physicochimiques et notamment de la conductivité a été observée. La caractérisation de cette hétérogénéité a fait l'objet d'un stage de M1 (Ritaly, 2013). Les résultats de ce stage sont présentés ci-dessous. Ils ont permis d'établir un protocole d'échantillonnage (détaillé à la fin de cette partie).

Afin de caractériser l'hétérogénéité intra-lac en X, Y et Z, de la physicochimie des eaux, un dispositif a été installé dans le lac des Jardins (choisi pour sa taille et son accessibilité). Ce dispositif a permis de mesurer (à l'aide de la sonde multiparamètre VWR 3430 SET K) les paramètres physicochimiques (pH et conductivité électrique) des eaux du lac, ainsi que d'effectuer quelques prélèvements en différents points sans perturber le milieu : les mesures et prélèvements sont effectués à l'aide d'une corde déplaçant la sonde ou le flacon grâce à une poulie, en limitant au maximum la perturbation de la colonne d'eau (Figure 3-11, Figure 3-13). Des poids permettent au dispositif de descendre dans la colonne d'eau malgré l'air contenu dans le flacon. Celui-ci est maintenu tête en bas jusqu'à atteindre la profondeur choisie. Il est alors retourné à l'aide d'une cordelette reliée au bouchon. Les trous présents sur le bouchon laissent s'échapper l'air qu'il contenait permettant le remplissage du flacon. De même, la sonde multiparamètre a été placée sur le dispositif et a permis de mesurer les paramètres physicochimiques à différentes profondeurs (entre 0 et 50 cm) et à différentes distances de la berge (de 0 à 7,5 m).

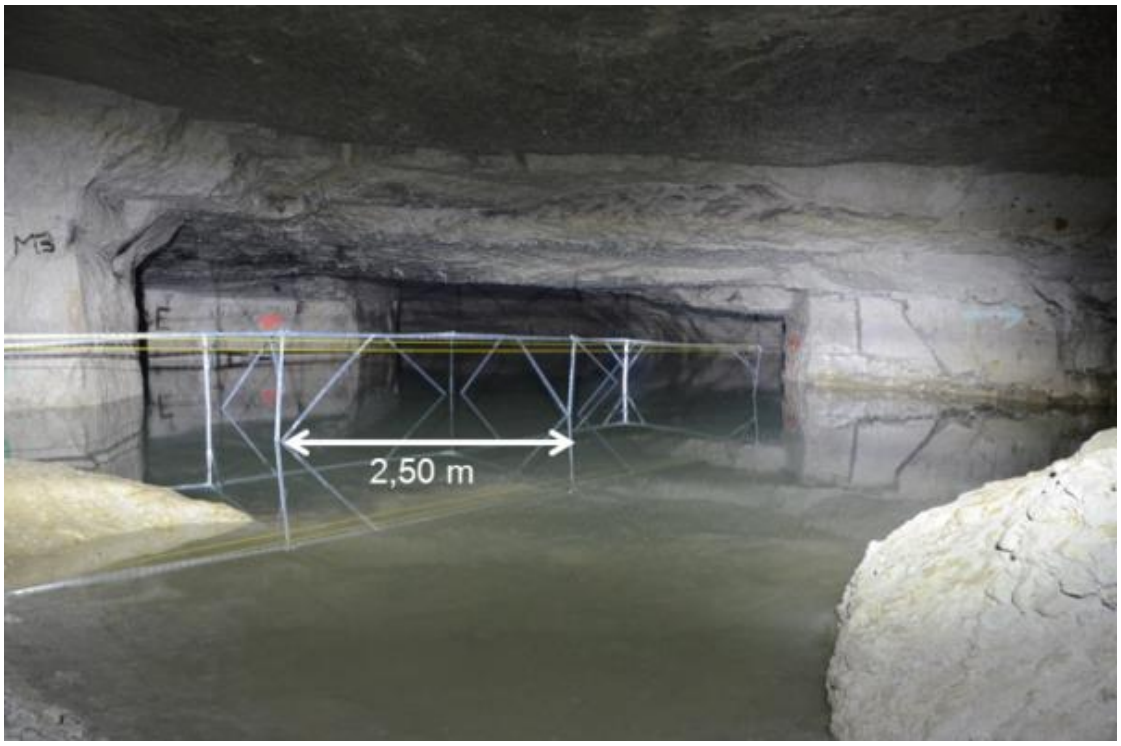


Figure 3-11 : Photo du dispositif d'étude de l'hétérogénéité de la géochimie des eaux intra-lac.

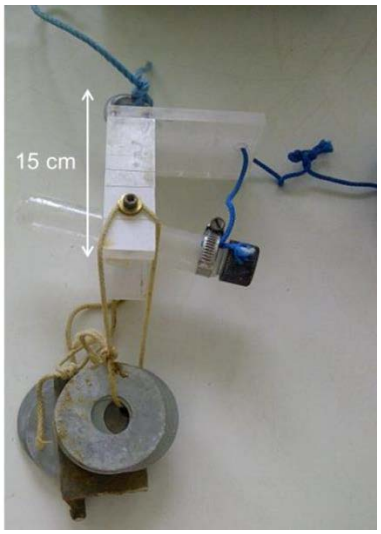


Figure 3-12 : Mécanisme de prélèvement en profondeur dans le lac (le flacon est retourné en tirant sur le fil).

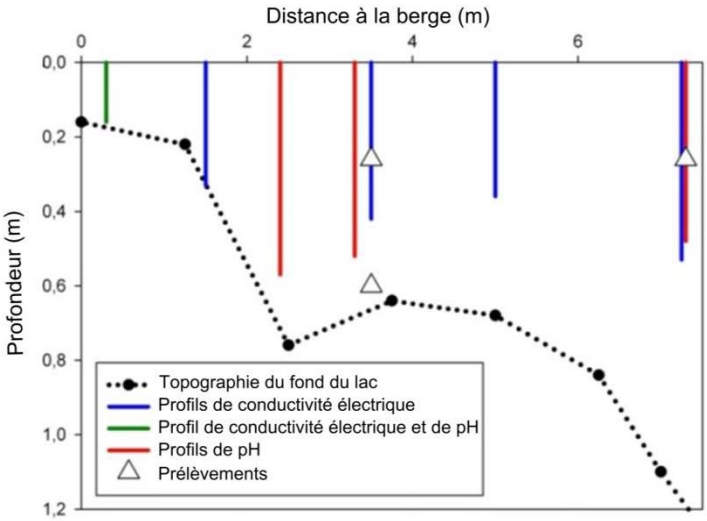


Figure 3-13 : Topographie du fond du lac des Jardin depuis la berge jusqu'à une distance de 7,5 m et représentations des emplacements des différents profils physicochimiques mesurés.

Le pH et la conductivité évoluent fortement en fonction de la profondeur (Figure 3-14) :

- De 0 à 10 cm, la conductivité et le pH évoluent très rapidement avec la profondeur (+225 µS/cm et -0,95 unité pH).
- De 10 à 25 cm de profondeur le pH et la conductivité évoluent très lentement (+25 µS/cm et –0,05 unité pH)

- De 25 à 75 cm de profondeur ces deux paramètres se stabilisent.

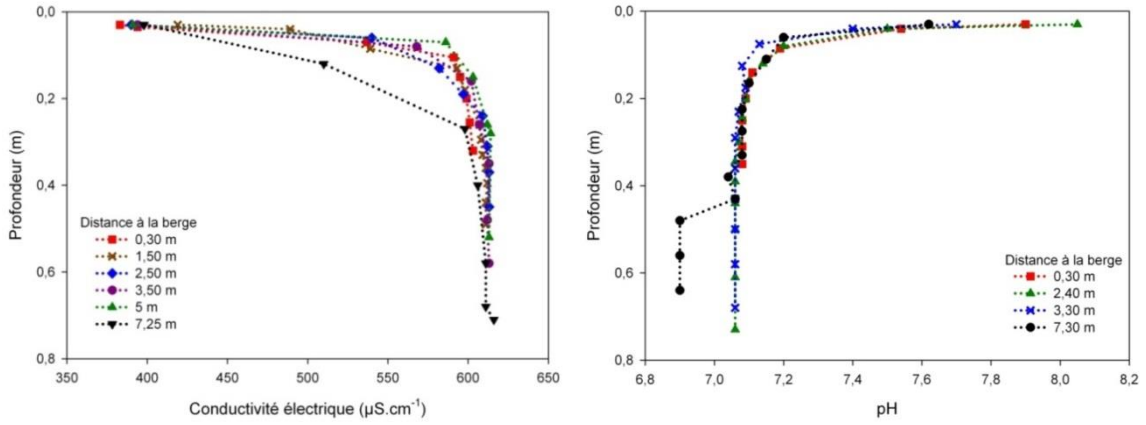


Figure 3-14 : Variation du pH et de la conductivité électrique en fonction de la profondeur au lac des Jardins (Ritaly, 2013)

A l'échelle du dispositif, la distance à la berge ne semble pas influencer le pH et la conductivité. Les 20 premiers cm montrent un gradient vertical très fort de ces paramètres, partout à la surface du lac. En dessous de cette première couche d'eau, les paramètres sont stables.

La concentration en ions Cl^-, Ca^{2+}, NO_3^-, K^+ et Na^+ augmente avec la profondeur sur les 20 premiers centimètres (Figure 3-15) puis se stabilise en dessous de cette couche en surface (les variations de concentrations entre 20 et 90 cm se situent dans la marge d'erreur et ne sont donc pas interprétables).

- Les ions Cl^-, Na^+ et K^+ augmentent faiblement (moins de 1 mg/l)
- Les ions NO_3^- et Ca^{2+} augmentent significativement (+7 mg/l et +40 mg/l respectivement)

Les concentrations en Mg^{2+} et SO_4^{2-} ont également été mesurées et ne montrent pas de variations significatives (- de 10%).

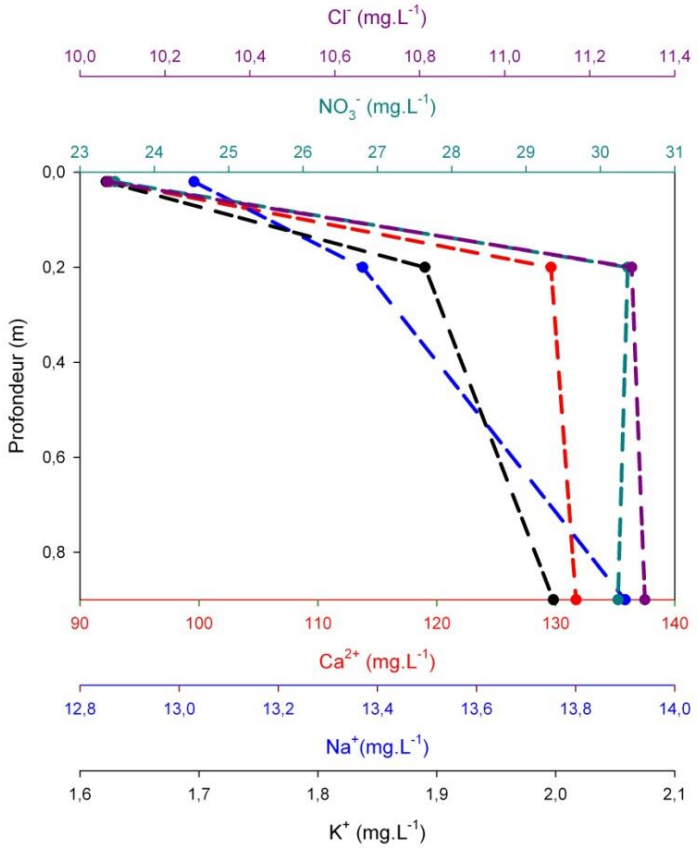


Figure 3-15 : Variation de la concentration en ions majeurs avec la profondeur dans le lac des Jardins (Ritaly, 2013)

En-dessous des 20 premiers centimètres de profondeur, l'eau du lac est homogène. Les prélèvements d'eaux, ainsi que les mesures physicochimiques seront donc effectués à une profondeur supérieure à 20 cm, idéalement à 30 cm. Les prélèvements seront réalisés à l'aide d'une canne de prélèvement.

1.2.5.2 Test de la bonne conservation sur le long terme des échantillons pour l'analyse des concentrations en ions majeurs

Les échantillons prélevés lors de chaque campagne ont été analysés une première fois, quelques jours après leur prélèvement. Lors de la thèse, on a voulu étudier finement la variabilité temporelle des concentrations en ions majeurs. Pour diminuer les incertitudes analytiques (liées par exemple à la préparation de la gamme étalon), et ainsi pouvoir comparer plus finement les variations temporelles de la géochimie, tous les échantillons du lac Bleu, du lac des Piliers et du lac Pedro ont été ré-analysés en Juin 2014, dans le cadre d'un stage de M1 (Thulard, 2014).

Les concentrations mesurées lors de la première et de la deuxième série d'analyses ont été comparées (Figure 3-16). Suivant les ions, les résultats sont très contrastés.

Les concentrations en Ca^{2+} sont très différentes avec un écart maximum d'environ 45 mg L^{-1} et des valeurs tantôt supérieures, tantôt inférieures à la première analyse. L'ion Mg^{2+} présente des concentrations légèrement plus faibles pour la deuxième série (- 0,5 à - 1 mg L^{-1}).

D'autres ions montrent une meilleure reproductibilité des résultats notamment les ions Cl^-, SO_4^{2-}, et dans une moindre mesure l'ion NO_3^- (décalage d'environ 15 mg L^{-1} pour les échantillons les plus anciens du lac Pedro). Les variations temporelles (campagnes successives) sont similaires pour les deux analyses. Pour l'ion K^+, les concentrations sont très similaires entre les deux analyses. La deuxième analyse semble lisser l'incertitude analytique qui peut être importante sur les faibles concentrations. Les concentrations en Na^+ sont également relativement similaires au lac des Piliers et au lac Pedro mais peuvent montrer des variations marquées au lac Bleu (environ 30%).

L'origine des décalages entre la première et la deuxième série d'analyses n'est pas connue. Il est possible que les échantillons ne soient pas bien conservés : on a pu constater à deux reprises que des coupures d'électricité avaient entrainées le réchauffement des réfrigérateurs.

L'analyse de la variabilité temporelle de la géochimie sera donc restreinte aux ions qui ont montré une meilleure stabilité (Cl^- par exemple).

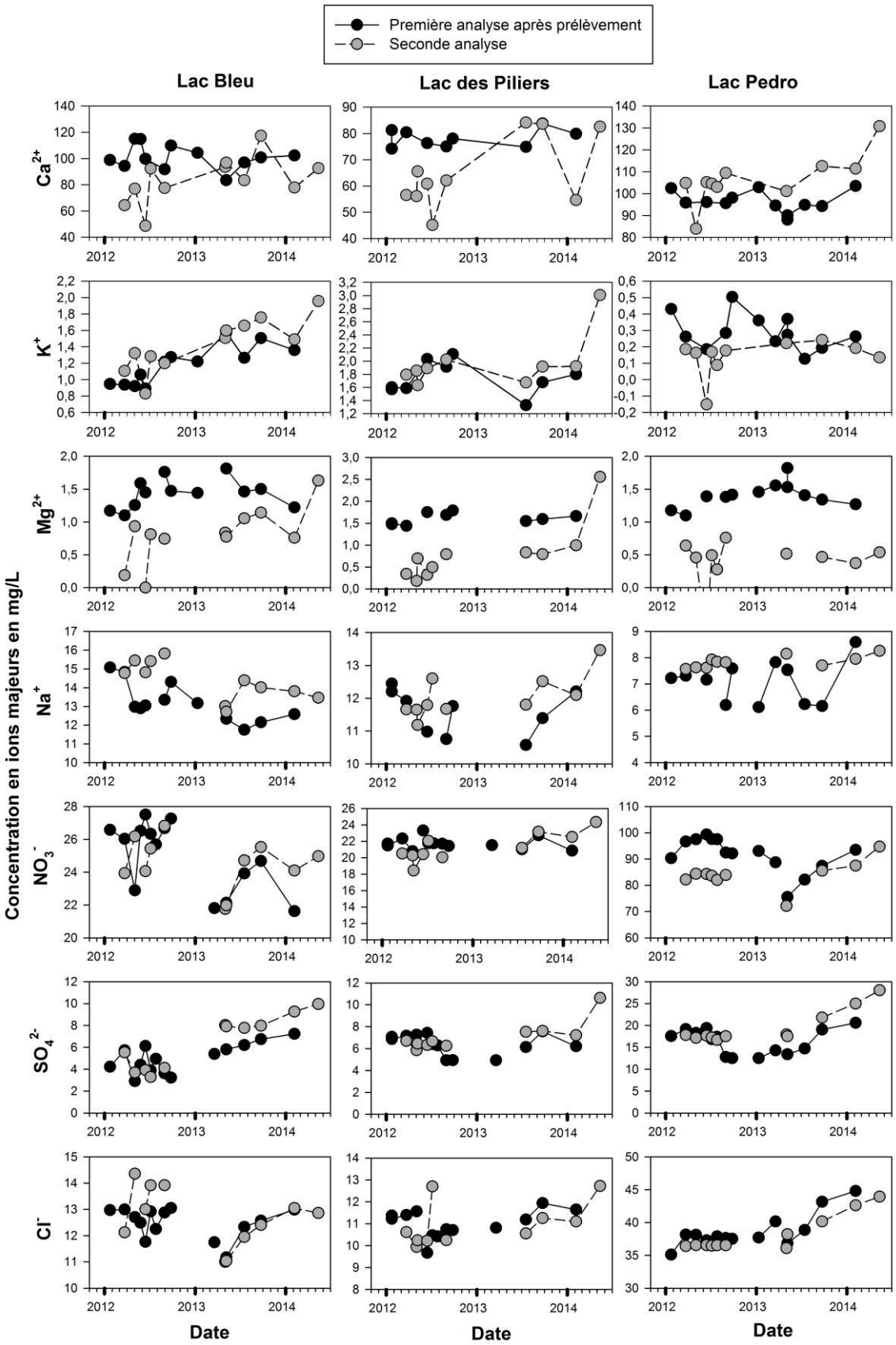


Figure 3-16 : Comparaison des concentrations en ions majeurs obtenues pour la première analyse par chromatographie ionique des échantillons (quelques jours après l'échantillonnage) et des résultats obtenus en Juin 2014 pour la ré-analyse de ces échantillons.

Chapitre 2. Méthodes d'analyse des données

2.1 Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode statistique couramment utilisée en environnement, pour représenter les variations temporelles ou spatiales des données (Morell et al., 1996 ; Ben Othman et al., 1997 ; Eisenlohr et al., 1997 ; Reisenhofer et al., 1998 ; Wang et al., 2001 ; Motelay-Massei et al., 2003 ; Valdés, 2005 ; Briand, 2014).

Le principe simplifié de cette méthode a été présenté dans la thèse de Valdés (2005). La suite de ce paragraphe en est inspirée.

Les ACP sont des analyses statistiques utilisées pour étudier des grandes matrices de données (à n variables et p individus, Figure 3-17). Les ACP permettent de synthétiser un ensemble de données en identifiant la structure de l'ensemble des variables ainsi que les similitudes éventuelles entre les individus.

Le principe général des ACP est présenté succinctement ci-dessous :

Une matrice de données à n variables et p individus correspond à un nuage de p points de variance V dans un espace à n dimensions. Cette matrice de données est par conséquent difficilement visualisable lorsque n est supérieur à 3.

Les ACP, par un changement de repère (changement de l'espace des variables) tentent de donner une représentation simplifiée de l'ensemble des données dans un espace de dimension réduite (<n). Cette réduction des dimensions de l'espace des variables est basée sur les corrélations linéaires qui peuvent exister entre variables. De manière très schématique, deux variables ayant une bonne corrélation linéaire seront réduites à une seule variable appelée facteur.

On arrive ainsi à diminuer la dimension du nuage de points jusqu'à un espace réduit permettant la visualisation des données et des regroupements d'individus (Figure 3-18). Evidemment, cette réduction du nombre de variables se traduit par une perte d'information. La variance du nuage de points dans l'espace à n dimensions (équivalent à l'étalement du nuage des individus dans l'espace des variables) n'est pas entièrement conservée dans l'espace réduit. L'espace réduit pourra être utilisé à

condition que les facteurs choisis expriment une part suffisamment importante de la variance.

L'ACP ne traduit que des liaisons linéaires entre les variables. Un coefficient de corrélation faible entre deux variables signifie donc que celles-ci sont indépendantes linéairement alors qu'il peut exister une relation de degré supérieur à 1 (liaison non linéaire ; Lebart et al., 2006).

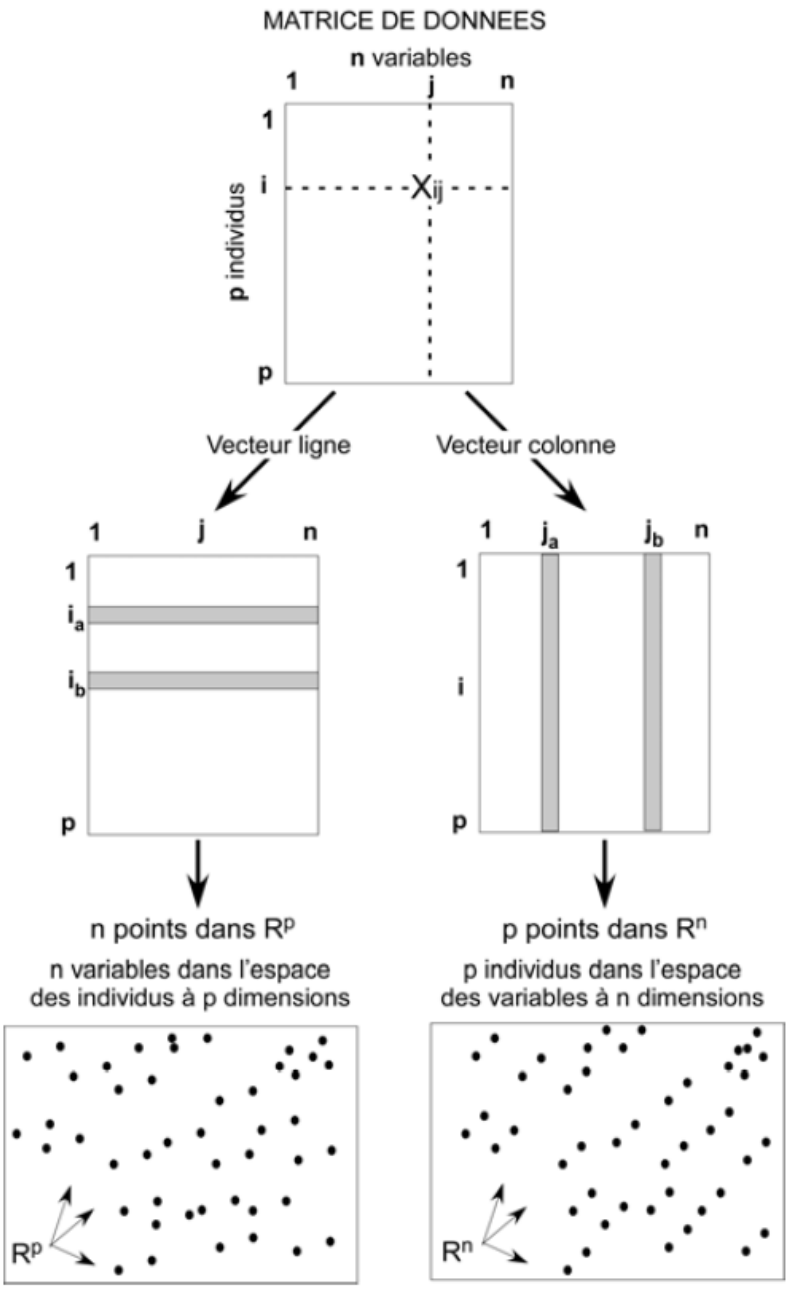


Figure 3-17 : Représentation d'une matrice à n variable et p individus (Valdés, 2005).

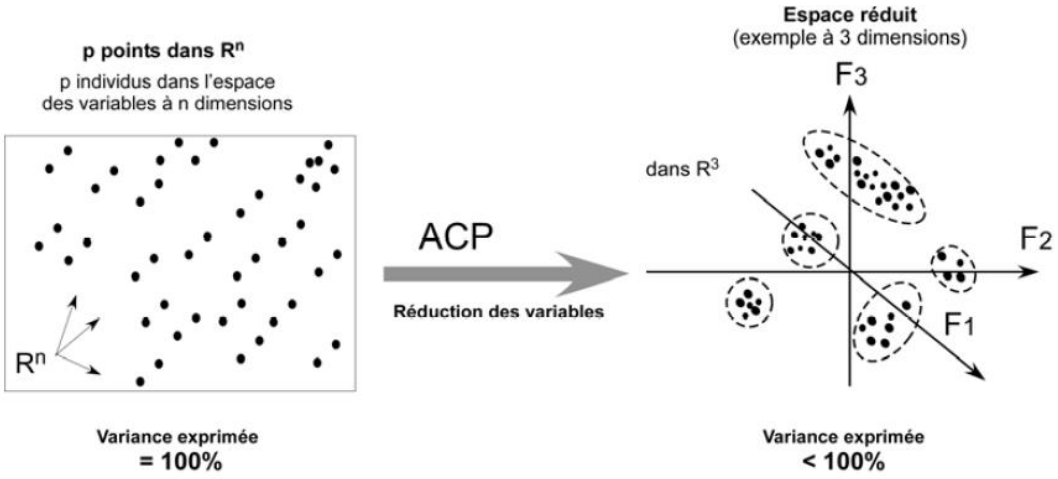


Figure 3-18 : Schéma de la réduction du nombre de variables par une ACP (Valdés, 2005).

2.2 Analyses corrélatoires et spectrales

Les techniques de traitement du signal pour l'étude des systèmes aquifères ont été largement décrites (e.g. Mangin, 1975 ; Box et al., 1994) et notamment dans les thèses de Danièle Valdés en 2005 et de Célestine Delbart en 2013. Ces techniques sont souvent utilisées pour l'étude des systèmes karstiques avec des vitesses de transfert très différentes (triple porosité) mais sont aussi parfois utilisées pour l'étude d'aquifères crayeux non karstiques (double porosité, différences moins marquées ; Lee et al., 2006).

Seules trois fonctions seront détaillées ici : la fonction d'autocorrélation, la fonction d'intercorrélation et la fonction de densité spectrale.

2.2.1 La fonction d'autocorrélation

L'autocorrélation d'une série temporelle discrète est simplement la corrélation de la série avec elle-même décalée dans le temps (Box et al., 1994). Ainsi, elle permet de décrire le degré de dépendance linéaire des valeurs d'une série de données, pour des valeurs de plus en plus espacées. La fonction d'autocorrélation est définie par :

$$r_{xx}(k) = \frac{C_{xx}(0)}{C_{xx}(k)}$$

$$C_{xx}(k) = \frac{1}{n}\sum_{t-1}^{n-k}(x_t - \bar{x})(x_{t+k} + \bar{x})$$

où C(k) est l'auto-variance, r(k) le coefficient d'autocorrélation, k le décalage temporel, n la longueur de la chronique, x_t la valeur du paramètre étudié au temps t, $\bar{x}$ la valeur moyenne du paramètre étudié. On définit par ailleurs m, le point de troncature, (m=n/3), qui correspond au nombre de valeurs au-delà duquel les interactions entre les données ne sont plus prises en compte.

L'autocorrélation permet de déterminer le degré de conservation de l'information dans une série temporelle, elle souligne l'inertie, la mémoire du système. Si un événement a une influence à long terme sur la chronique étudiée, alors la fonction d'autocorrélation, r(k), diminue doucement (Larocque et al., 1998). A l'inverse, plus la pente est forte, moins le signal étudié est inertiel.

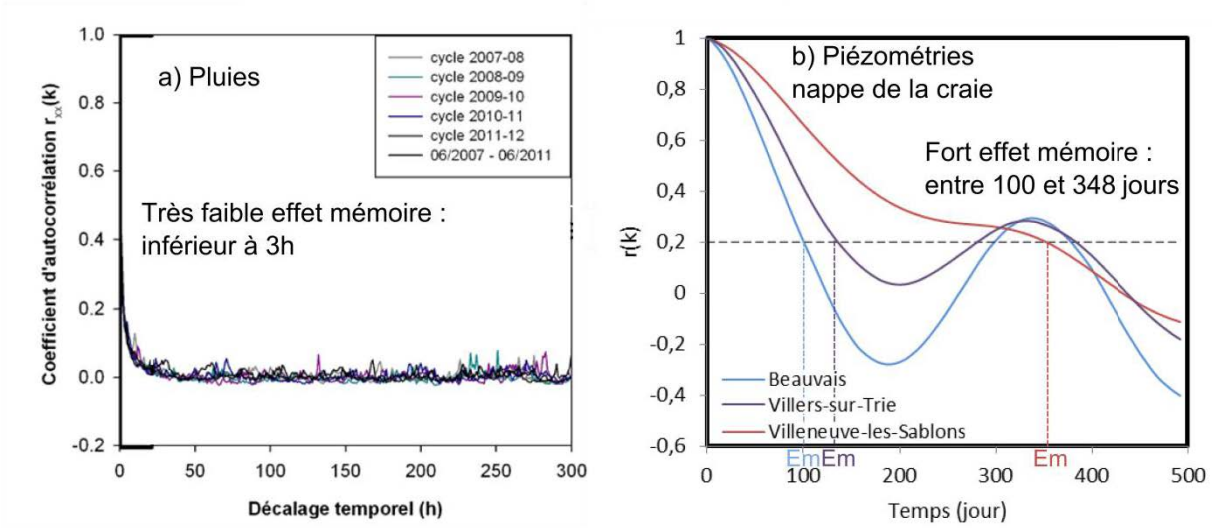


Figure 3-19 : Exemple d'autocorrélogramme de chroniques de pluies (a) et de chroniques piézométriques de la nappe de la craie (b) et effets mémoires (Em) associés (d'après Delbart, 2013 et Ramdani, 2012).

En hydrogéologie, Mangin (1984) définit l'effet mémoire comme le temps pour lequel la fonction d'autocorrélation atteint une valeur définie, habituellement 0,2. La fonction d'autocorrélation peut être interprétée pour caractériser un système aquifère avec plusieurs domaines de porosité (matricielle, fissurale, karstique). Un système fissural et/ou karstique peu développé avec un stockage important dans la matrice sera potentiellement caractérisé par un fort effet mémoire (Panagopoulos et Lambrakis, 2006). L'autocorrélation peut donc donner, en première approche, une information sur le taux de porosité ouverte et connectée (fissures et/ou de karst) et la capacité de rétention du (ou des) réservoir(s) du système (matrice). Néanmoins une forte inertie du système n'est pas obligatoirement liée aux dimensions des réserves, mais peut

être liée à la morphologie, la dimension et l'organisation des différentes zones de l'aquifère, et notamment à l'épaisseur de la ZNS (Hanin, 2010).

2.2.2 La fonction d'intercorrélation ou de corrélation croisée

La fonction de corrélation croisée est un outil statistique pour examiner la relation entre deux séries (x_t) et (y_t) dans le domaine temporel. La fonction de corrélation croisée consiste à calculer le coefficient de corrélation entre deux séries décalées dans le temps. La corrélation croisée fournit deux types d'information, l'intensité de la corrélation en fonction du décalage temporel et les relations de causalité entre les deux séries.

La fonction de corrélation croisée, $r_{xy}(k)$ est définie par :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}(x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

où k est le décalage temporel, x_t la valeur de la série x au temps t, y_t la valeur de la série y au temps t, $\bar{x}$ et $\bar{y}$ les moyennes des deux chroniques, σ_x et σ_y les écart-types des deux chroniques.

Le temps de réponse est défini comme le décalage temporel k lorsque $r(k) = max\ [r_{xy}(k)]$. Plus le temps de réponse est court, plus le transfert est rapide.

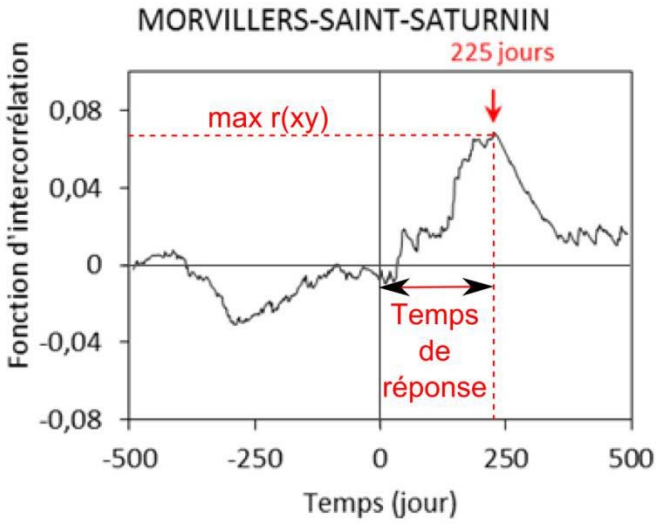


Figure 3-20 : Exemple d'intercorrélogramme et de temps de réponse estimé.

Si la chronique pluviométrique est aléatoire, c'est-à-dire que sa fonction d'autocorrélation est assimilable à une fonction dirac, alors la fonction de corrélation croisée pluie-débit est l'image de la réponse impulsionnelle de l'aquifère (Mangin, 1984). La réponse impulsionnelle correspond à la forme de la réponse du système pour une pluie unitaire.

2.2.3 La fonction de densité spectrale

La fonction de densité spectrale est la représentation de la fonction d'autocorrélation en mode fréquentiel grâce à une transformation de Fourier. La transformée de Fourier permet de mettre en évidence des fréquences présentes dans un signal difficilement visible dans le mode temporel.

La fonction de densité spectrale est définie par :

$$s(f) = \left[1 + 2\sum_{k=1}^{m} D(k)\, r(k) \cos\ (2\pi f k)\right]$$

$$D(k) = \frac{1 + cos\ \pi\ \frac{k}{m}}{2}$$

où f est la fréquence (f=j/2m avec j allant de 1 à m) et D(k), fonction de pondération s'assure que le S(f) n'est pas un biais (filtre de Tuckey).

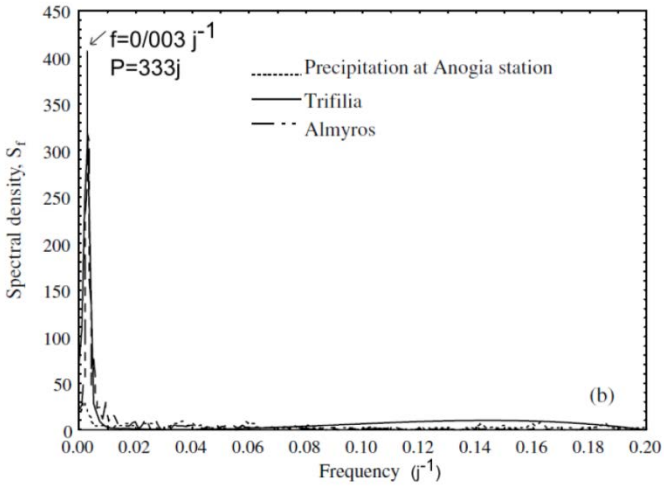


Figure 3-21 : Exemple de fonction de densité spectrale d'une chronique de pluie et de deux chroniques de débits d'aquifères karstiques (Panagopoulos et al., 2006).

La fonction d'autocorrélation filtre le bruit non significatif d'une chronique tout en faisant ressortir les fréquences contenues dans le signal. La fonction de densité spectrale permet de détecter ces fréquences et leur amplitude associée.

2.3 Traçages environnementaux des eaux souterraines par l'étude de la géochimie et de la physicochimie des eaux

La géochimie et la physicochimie des eaux de la craie varient temporellement et spatialement (Edmunds et al., 1987 ; Valdés et al., 2007). L'analyse de ces variations donne des indices sur les processus de recharge et sur les processus géochimiques mis en œuvre.

2.3.1 Paramètres physicochimiques de l'eau : température, conductivité électrique et pH

Les eaux souterraines sont généralement issues de mélanges entre différents « pôles » d'eaux : eaux de pluie, eaux des sols, eaux de la ZNS de la craie (qui peuvent elles-mêmes être discrétisées en différentes masses d'eaux circulant par la matrice, les fractures...). En étudiant les caractéristiques physicochimiques (et leurs variations) des eaux souterraines, il est parfois possible de distinguer les différentes masses d'eaux participant à la recharge et de quantifier leurs dynamiques et leurs contributions respectives (eau et solutés).

La conductivité électrique de l'eau nous renseigne sur sa concentration totale en ions. Ainsi l'augmentation de la conductivité souterraine d'une eau est classiquement interprétée de deux manières : elle peut refléter l'arrivée d'eau stockée dans la ZNS et donc plus minéralisée. Moins classiquement, elle peut être due à l'arrivée d'eau de surface très chargée en polluant (par exemple : sels, engrais...). A l'inverse, une diminution de la conductivité est souvent interprétée comme étant due à l'arrivée « rapide » d'eau de surface encore peu minéralisée.

Le pH nous renseigne sur le caractère acide ou basique d'une eau. Les eaux de pluie, qui s'infiltrent dans les sols, possèdent un pH faible : les eaux d'infiltration, chargées en CO_2 pédologique, sont agressives vis-à-vis de la roche et vont dissoudre notamment les ions Ca^{2+} et HCO_3^-. Le pH va ensuite remonter en s'équilibrant avec le système calco-carbonique pour atteindre le pH d'équilibre (pHs) qui dépend de la concentration en ions calco-alcalins. Une eau possédant un pH plus faible que le pHs va avoir tendance à dissoudre les carbonates tandis qu'une eau avec un pH supérieur au pHs va avoir tendance à précipiter de la calcite (ou de la dolomie). Les différents « pôles » d'eaux sont caractérisés par des pH différents. Les

variations temporelles du pH, combinées à celles de la conductivité électrique peuvent ainsi nous renseigner sur l'origine des eaux : eaux d'infiltration rapide avec un pH faible (inférieur à 7), eaux stockées dans la ZNS avec un pH neutre ou légèrement basique.

La température peut également constituer un traceur des pôles d'eaux « récentes » ou « anciennes ». Les eaux souterraines des cavités naturelles ou anthropiques, à plus de 20 m de profondeur, possèdent en général une température qui correspond à la température moyenne annuelle (Bundschuh, 1993). En hiver, une arrivée d'eau de faible température peut indiquer un apport d'eau « rapide » n'ayant pas eu le temps de s'équilibrer avec le système. De même une l'arrivée d'eau légèrement plus chaude, peut indiquer un apport d'eau de surface (Birk et al., 2004).

Le suivi en parallèle de ces trois paramètres physico-chimiques apporte des éléments précieux pour déterminer l'origine des eaux provenant de la ZNS.

2.3.2 Les ions Ca^{2+} et HCO_3^-, ions autochtones du système calco-carbonique

Les ions provenant de la dissolution de la craie (Ca^{2+} et HCO_3^-) ont une origine autochtone, interne au système. Leur abondance relative dépend de l'état d'équilibre du système calco-carbonique présenté précédemment (Chapitre 1).

Les facteurs qui contrôlent la teneur en Ca^{2+} et en HCO_3^- sont :
- la pCO_2 et le pH (voir Chapitre 1)
- l'état du système calco-carbonique par rapport à l'équilibre de la réaction de dissolution (traduit par l'IS_c ; voir Chapitre 1),
- le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère.

L'évolution au cours du temps des concentrations en Ca^{2+} et HCO_3^- peut donner des informations sur les processus ayant lieu au sein de la ZNS. Ainsi, une chute de la concentration en Ca^{2+} et HCO_3^- en période de recharge peut traduire un effet de dilution lié à une arrivée d'eau d'infiltration rapide tandis qu'un pic de minéralisation peut être la conséquence de la remobilisation d'une eau matricielle stockée dans la ZNS.

N.B. : L'ion Mg^{2+} peut avoir une origine autochtone (dolomie et argiles de la craie).

2.3.3 Les ions allochtones

Les ions allochtones sont tous les ions qui ont une origine externe au système. Suivant leurs origines, leurs variations temporelles ou spatiales nous renseignent sur les processus ayant lieu au sein de la ZNS. Les ions peuvent avoir de multiples origines, nous ne présenterons ici que celles qui concernent notre site d'étude (craie du crétacé supérieur, bassin agricole non industrialisé et non influencé par les réseaux routiers).

Les ions d'origines météoriques Na^+ et Cl^- peuvent être utilisés comme traceurs des processus de surface. L'ion Cl^- notamment est une espèce conservative. Cet ion peut être concentré sur les premiers centimètres du sol par l'évapotranspiration, notamment en été.

Les ions d'origines agricoles (NO_3^-, mais aussi SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}...) sont des marqueurs des eaux des sols.

Les ions provenant des argiles à silex (RS) et des argiles (Mg^{2+}, K^+, Na^+) peuvent être utilisés comme traceurs des écoulements à travers ces formations.

2.3.4 Les pesticides

Les pesticides, tout comme les ions d'origine agricole, sont des traceurs des eaux de surface influencées par l'agriculture.

L'Atrazine et la Déséthylatrazine (son métabolite) sont souvent détectées dans les eaux souterraines en France (Dubois et Lacouture, 2011) et en particulier dans les eaux souterraines de la craie (Baran et al. 2008).

L'Atrazine a été utilisée comme pesticide dans les champs situés au-dessus du site d'étude, jusqu'en 2001 (année de son interdiction en France). Elle fournit donc des informations sur les temps de transferts au sein de la ZNS en caractérisant les eaux antérieures à 2001.

Johnson et al. (2000) ont montré que l'Atrazine n'était pas dégradée dans la ZNS de la craie mais seulement dans les sols. Le DAR* (Déséthylatrazine to Atrazine Ratio = Déséthylatrazine / (Déséthylatrazine + Atrazine) en µmol L^{-1}), est proposé par Adams et Thurman en 1991 et modifié par Pasquarell et Boyer en 1996. Le DAR* peut être utilisé en première approche comme un traceur du temps de résidence des eaux

dans les sols (plus le DAR* est élevé, plus la dégradation de l'Atrazine en Déséthylatrazine est avancée, plus le temps de résidence dans les sols pourrait être important) et comme un traceur de datation des eaux anciennes (s'étant infiltrées avant 2001 dans la ZNS).

Partie 4. Description des données

Partie 4. Description des données

L'approche utilisée dans la thèse nécessite de croiser différents types de données. Certaines de ces données sont utilisées dans plusieurs parties abordant différents aspects de l'étude des transferts dans l'aquifère de la craie. On a donc fait le choix de présenter toutes les données dans cette partie. Ces données seront interprétées et discutés dans les parties 5, 6 et 7.

Cette partie est organisée en deux chapitres abordant chacune des deux échelles de l'étude (présentées dans la partie 2) :
Le premier chapitre présente les données à l'échelle régionale (données climatiques et hydrogéologiques).
Le deuxième chapitre décrit les résultats obtenus à l'échelle locale de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud. Il est divisé en quatre sous-parties concernant la caractérisation de la ZNS, les données hydrologiques enregistrées en continu, les données géochimiques ponctuelles, et les résultats des trois traçages.

Chapitre 1. Données régionales

Ce chapitre présente les données obtenues à l'échelle régionale (Figure 4-1).

Il s'organise en deux sous-parties :

La première sous-partie décrit les données climatiques enregistrées en continu (pluie brute et ETP) pour les 4 stations météorologiques présentes sur la zone d'étude (Beauvais-Tillé, Evreux-Huest, Rouen-Boos et Creil ; Figure 4-1).

La deuxième sous-partie présente les données sur les eaux souterraines : (1) les niveaux d'eau de la nappe de la craie enregistrés en continu par 22 piézomètres présents sur la zone d'étude (Figure 4-1) et (2) la qualité géochimique de l'eau de la nappe de la craie, échantillonnée ponctuellement grâce aux nombreux qualitomètres répartis sur la zone d'étude (Figure 4-1).

Les résultats présentés ici seront analysés dans les parties 5 et 6.

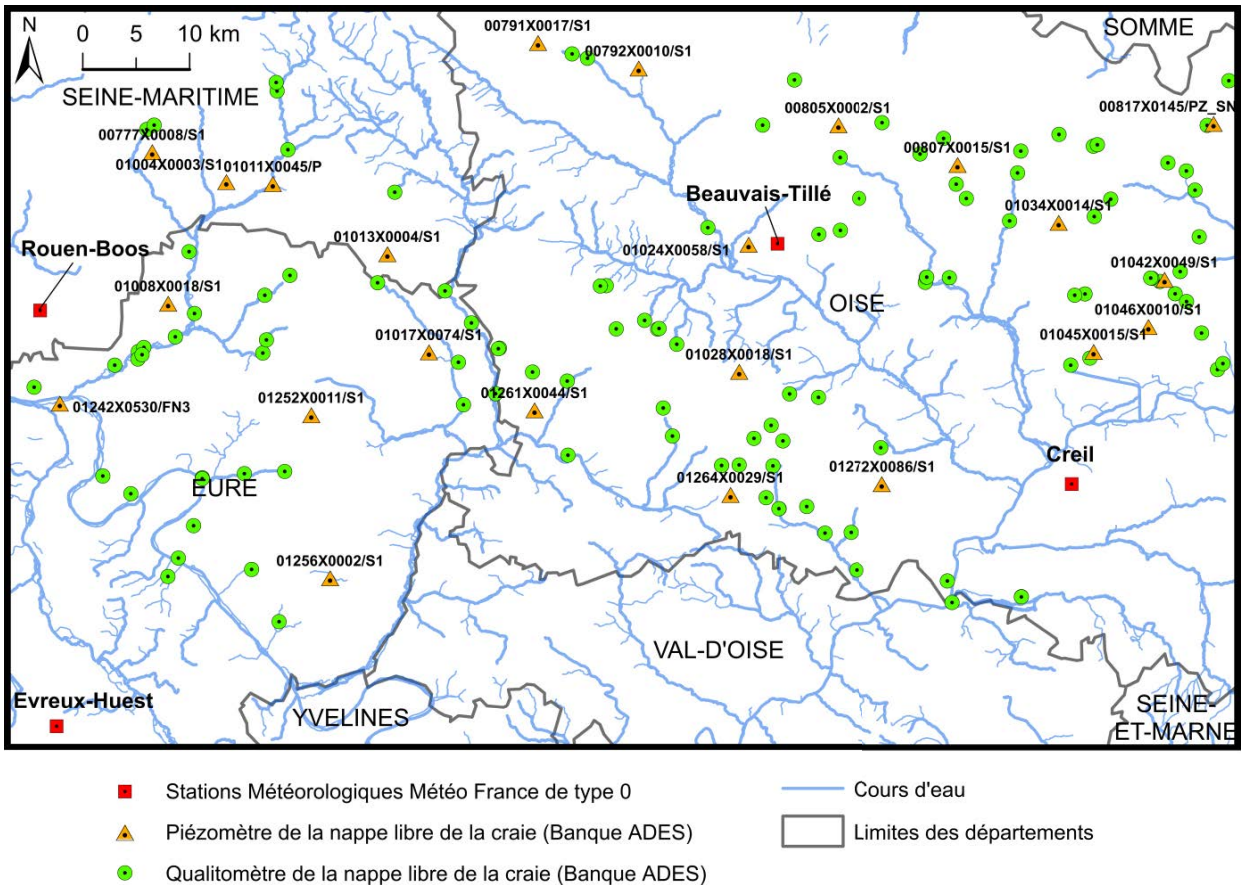


Figure 4-1 : Carte des stations météorologiques, des piézomètres et des qualitomètres utilisés.

1.1 Le climat

La région étudiée est équipée de quatre stations météorologiques Météo France. Les stations de Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos fournissent des chroniques de pluie brute et d'ETP au pas de temps journalier de 2008 à 2014 (Figure 4-2). La station de Beauvais-Tillé fournit ces chroniques (au même pas de temps) de 1981 à 2014 (Figure 4-2).

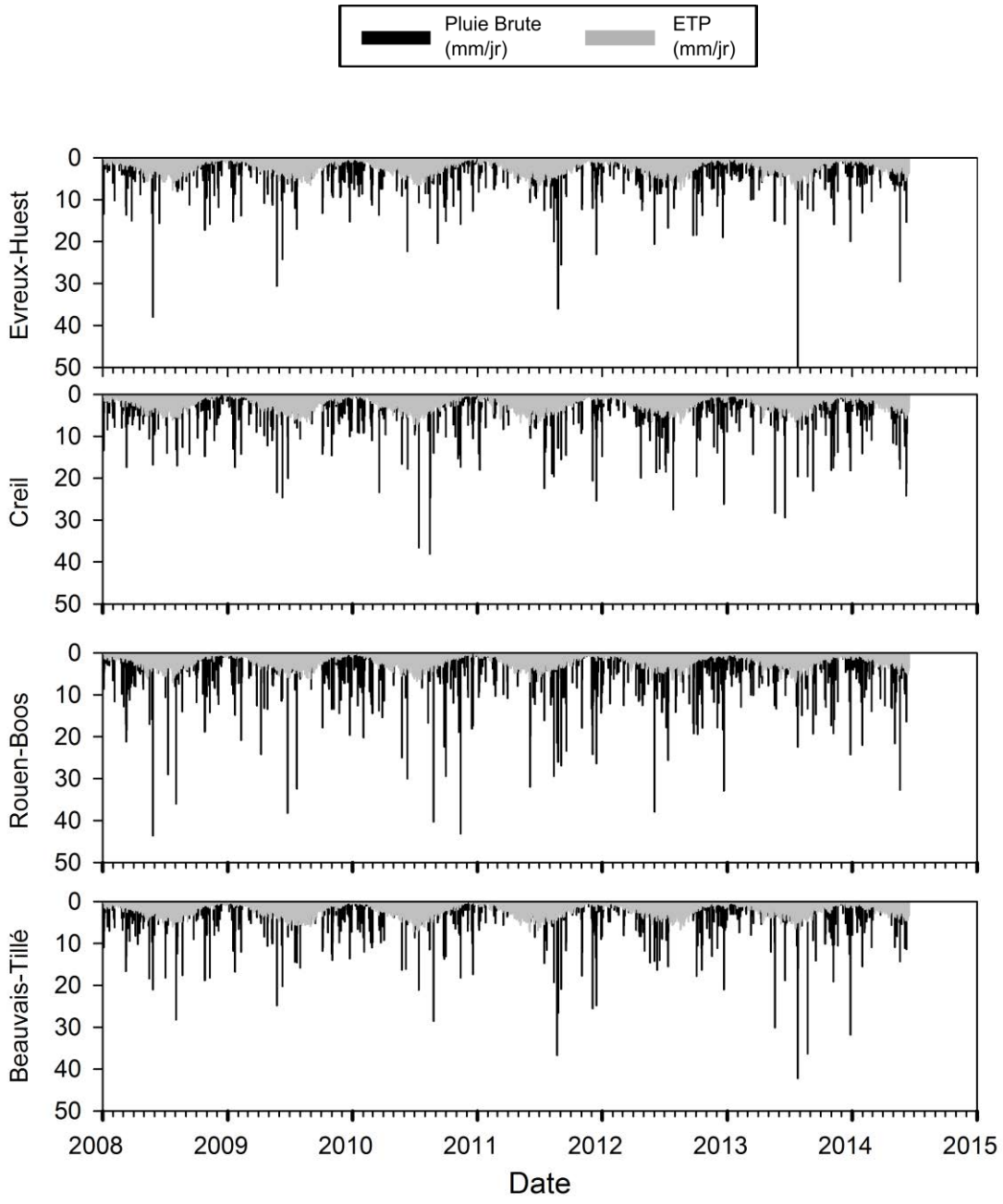


Figure 4-2 : Pluie brute et ETP (pas de temps journalier) pour les stations Météo France de Beauvais-Tillé Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos de 2008 à 2014.

Les précipitations sont relativement homogènes tout au long de l'année. Elles varient de 0 à 40 mm j^{-1}. Les précipitations annuelles sur la période 2008-2013 sont en moyenne de 586 ± 64 mm à Beauvais, de 629 ± 45 mm à Creil, de 576 ± 61 mm à Evreux et de 830 ± 73 mm à Rouen (Tableau 4-1).

Tableau 4-1 : Statistiques des pluies brutes des stations Creil, Evreux-Huest, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé, pour la période 2008/2013. Les valeurs minimales sont surlignées en bleu. Les valeurs maximales sont surlignées en jaune.

	Pluie brute annuelle (mm)			
	Evreux-Huest	Creil	Rouen-Boos	Beauvais-Tillé
2008/2009	554,5	571	716,6	531,2
2009/2010	516	647,6	814,1	614,2
2010/2011	571,6	592,1	837,1	509,2
2011/2012	559,3	672,9	874,9	609,9
2012/2013	677,5	659,4	907,8	664,2
moyenne	575,78	628,6	830,1	585,74
écart-type	61	45	73	64

Les chroniques d'ETP montrent une saisonnalité marquée avec une reprise des précipitations par évapotranspiration forte en été et faible en hiver.

Les précipitations annuelles moyennes (cycle hydrologique de Septembre à Août), entre 2008 et 2013, varient de 576 mm à Evreux-Huest à plus de 830 mm à Rouen-Boos (Tableau 4-1). Les cycles hydrologiques les plus pluvieux (en jaune, Tableau 4-1) et les moins pluvieux (en bleu, Tableau 4-1) varient selon les stations.

Les pluies brutes journalières cumulées de 2008 à 2014 des quatre stations sont présentées Figure 4-3.

La station de Rouen-Boos présente des cumuls plus importants, les autres stations étant relativement similaires (Tableau 4-1 ; Figure 4-3).

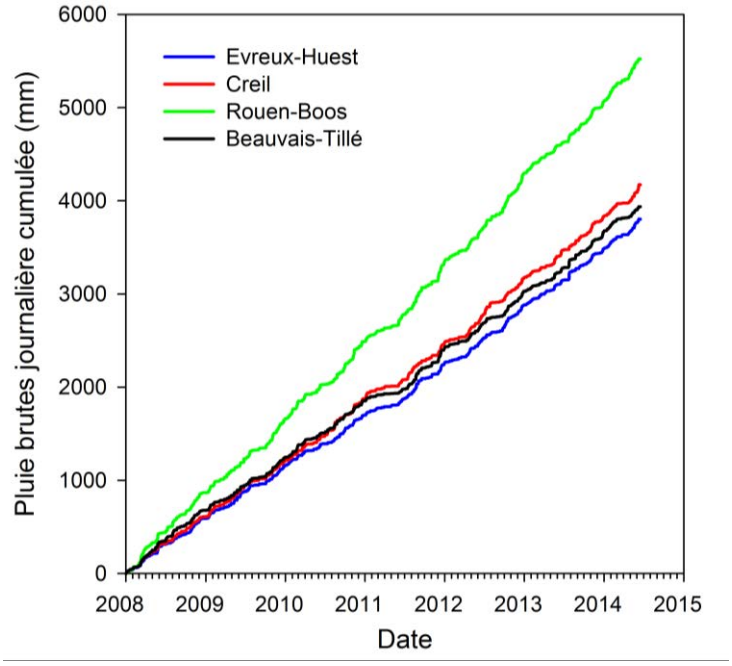


Figure 4-3 : Pluies brutes cumulées de 2008 à 2014 (stations Météo France d'Evreux-Huest, de Creil, de Rouen-Boos et de Beauvais-Tillé).

La Figure 4-4 permet de comparer plus finement les quatre stations, durant la période de recharge du cycle hydrologique 2011/2012. Même si on ne retrouve pas exactement les mêmes événements pluvieux, globalement, les pluies sont réparties de manière similaire pour les quatre stations.

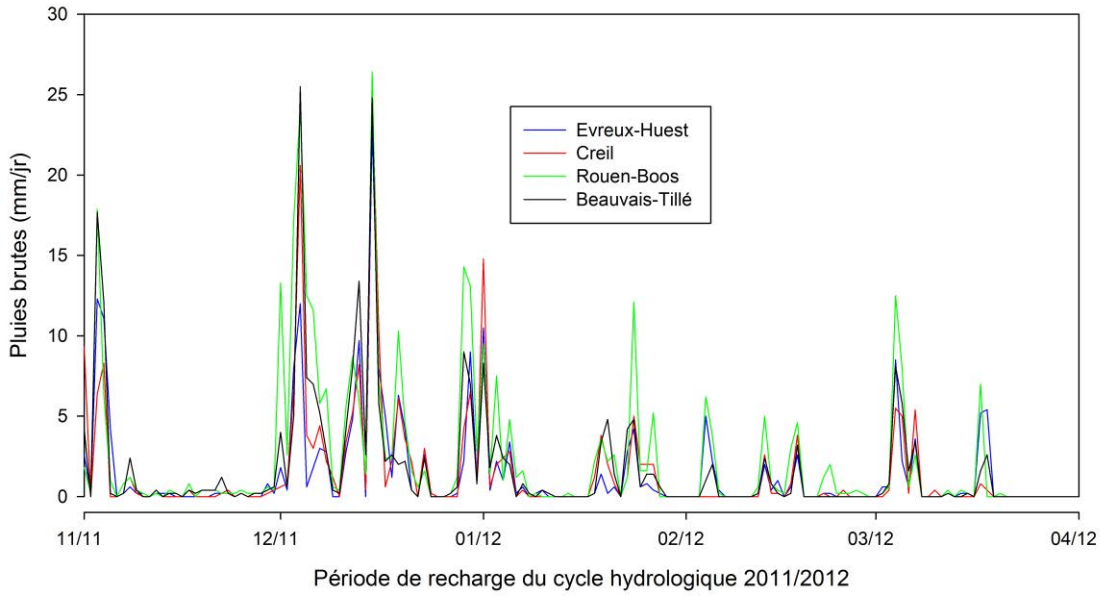


Figure 4-4 : Comparaison des pluies brutes des stations d'Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé durant la période de recharge de l'année hydrologique 2011/2012.

1.2 Les eaux souterraines

1.2.1 Données piézométriques

Les chroniques piézométriques de vingt-deux forages de la nappe libre de la craie au pas de temps journalier sont représentées Figure 4-5. Les échelles étant identiques sur l'ensemble des graphiques, les amplitudes des variations piézométriques sont directement comparables entre elles.

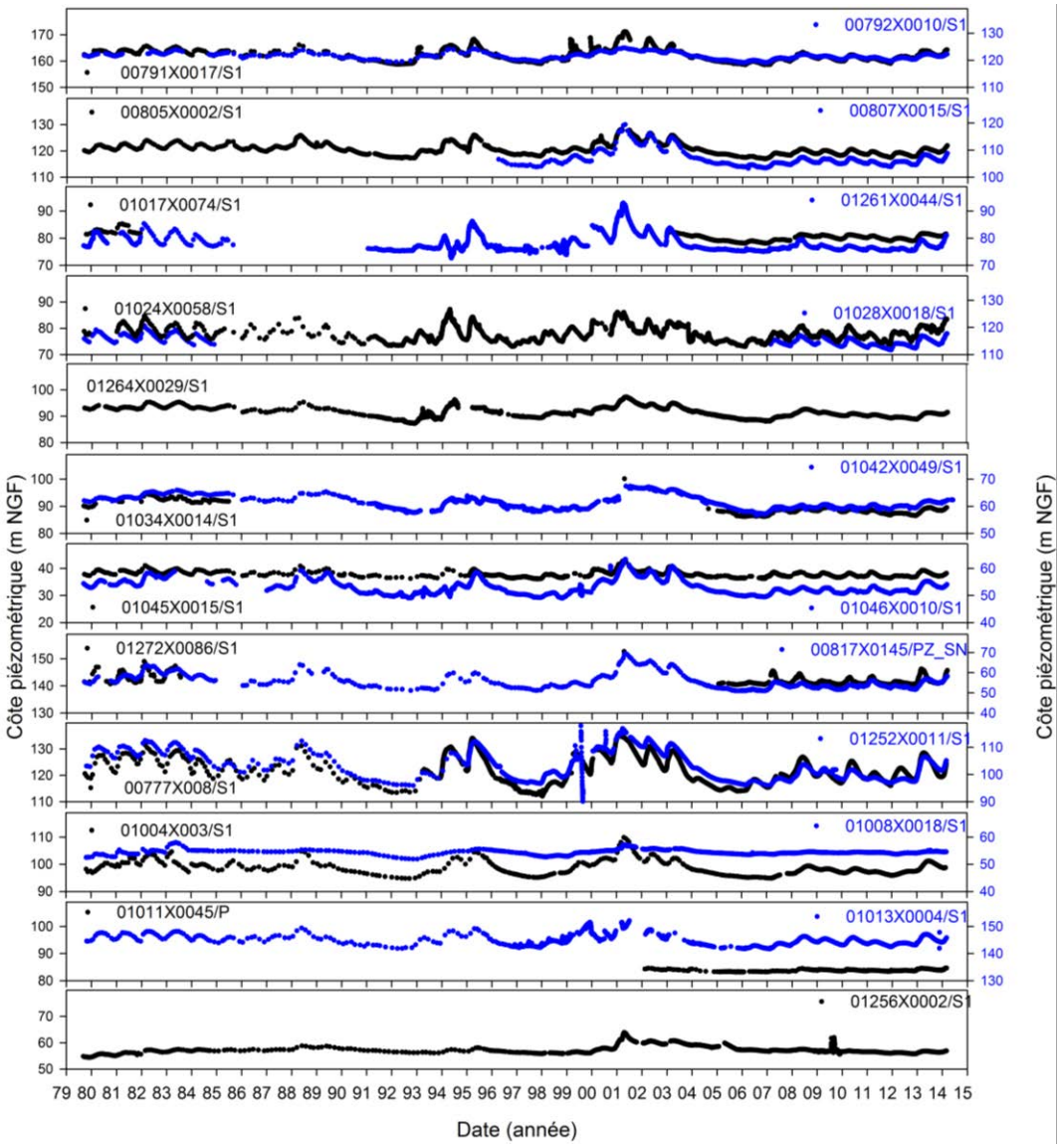


Figure 4-5 : Variation temporelle de la piézométrie de la nappe de la craie enregistrée par 22 piézomètres de la banque ADES de 1979 à 2014.

Les piézomètres présentent deux voire trois types de variations selon différentes cyclicités :

- Une cyclicité pluriannuelle de 5 à 8 ans avec des hautes eaux en 1982, 1988, 1995 et 2001.
- Une cyclicité annuelle. On observe un décalage de quatre à six mois environ par rapport à la période de recharge (automne/hiver). L'amplitude des variations piézométriques annuelles varie selon les forages. Par exemple sur le cycle hydrologique 2012/2013, le niveau d'eau varie de 10,40 m pour le forage 0777X008/S1, tandis qu'il n'est que de 1,01 m pour le forage 01011X0045/P. Ces différences marquent l'hétérogénéité du système, avec des porosités et des perméabilités probablement différentes d'un site à l'autre (notamment en fonction de la position en vallée ou en plateau).
- Pour certains piézomètres, une cyclicité infra-annuelle (ex : 01024X0058/S1).

Les piézomètres ne montrent pas de réponse rapide après un événement pluvieux. Il ne semble pas y avoir d'écoulements circulants par des réseaux de conduits karstiques actifs sur la zone d'étude (ou ces écoulement sont trop faibles pour être observables).

1.2.2 Données géochimiques

La nappe libre de la craie, sur la zone d'étude, est équipée de nombreux qualitomètres (entre 60 et 136 suivant les paramètres) qui fournissent, entre autre, des concentrations en ions majeurs et en Atrazine (Figure 4-1).

Les statistiques résumant les concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^-) et en Atrazine sont présentées dans le Tableau 4-2.

Tableau 4-2 : Statistiques des concentrations en ions majeurs HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^- (en mg L-1) et en Atrazine (en µg/l) fournies par la Banque ADES pour les qualitomètres de la nappe libre de la craie sur la zone étudiée. n.d.= inférieur au seuil de détection.

	HCO_3^- (mg L^{-1})	Ca^{2+} (mg L^{-1})	Mg^{2+} (mg L^{-1})	K^+ (mg L^{-1})	Na^+ (mg L^{-1})	Cl^- (mg L^{-1})	SO_4^{2-} (mg L^{-1})	NO_3^- (mg L^{-1})	Atrazine (µg L^{-1})
Moyenne	336	116	8,0	2,0	8,8	18,0	16,1	29,4	0,05
Médiane	335,7	115	6,6	1,5	8,0	16,0	9,0	29	0,04
Ecart-type	32,8	13,9	5,4	1,8	4,7	10,6	19,7	13,1	0,07
Min	78,1	75,6	0,29	0,04	4,1	0,4	n.d.	0,37	n.d.
Max	622	190	32,3	15,0	127,6	206	185	83	0,54
nombre de qualitomètres	120	122	122	120	122	127	124	136	60
nombre d'échantillons	945	1009	1007	900	1018	1161	1101	1459	257

La représentation graphique de la distribution statistique des concentrations en ions et en Atrazine permet d'étudier en première approche leur variabilité (Figure 4-6).

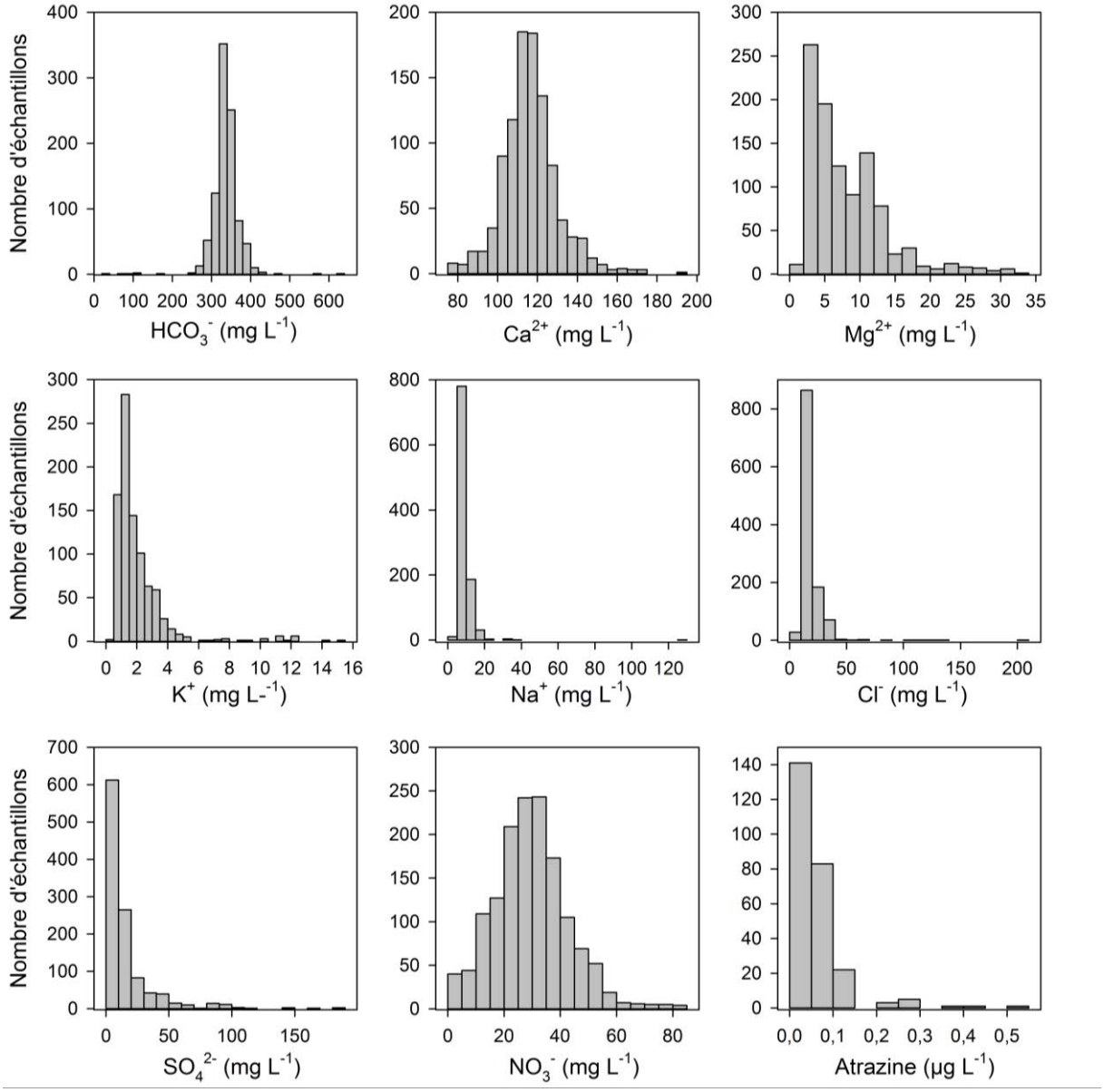


Figure 4-6 : Distributions des concentrations en ions majeurs HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^- (en mg L^{-1}) et en Atrazine (en µg L^{-1}) en fonction du temps de 1986 à 2014 (données de la Banque ADES).

<u>L'ion HCO_3^- :</u> La très grande majorité des points présentent des concentrations comprises entre 300 et 400 mg L^{-1} avec une moyenne de 336 ± 33 mg L^{-1}. Ces concentrations sont comparables à celles trouvées dans la littérature : au Royaume Uni, Edmunds et al. (1987) donne des gammes de variations typiques pour la nappe libre de la craie du Berkshire entre 220 et 340 mg L^{-1}, comparables à celles données par Stuart et Smedley (2009) pour la nappe du Hampshire (254-355 mg L^{-1}). Pour le

département de l'Eure, Valdés (2005) obtient des valeurs comprises entre 174,4 et 370,5 mg L^{-1}.

Quelques points sortent de cette gamme avec un minimum de 78 mg L^{-1} et un maximum 622 mg L^{-1}.

L'ion Ca^{2+} : La gamme de variation complète s'étend de 76 à 190 mg L^{-1} avec une moyenne de 116 ± 14 mg L^{-1}. La majorité des points présentent des concentrations comprises entre 100 et 140 mg L^{-1} de Ca^{2+}, ce qui est cohérent avec les valeurs trouvées dans la littérature, quoique légèrement plus élevées.

L'ion Mg^{2+} : Il varie majoritairement entre 2 et 15 mg L^{-1} avec quelques points présentant des concentrations plus élevées (entre 15 et 32 mg L^{-1}). La moyenne des concentrations est de 8 ± 5,4 mg L^{-1}. Des concentrations élevées en Mg^{2+} peuvent-être associées au passage nappe libre / nappe captive (Edmunds et al., 1987).

L'ion K^{+} : La majorité des points présentent des concentrations comprises entre 0 et 6 mg L^{-1} soit une gamme semblable à celles trouvées dans la littérature pour la nappe libre de la craie (Edmunds et al. 1987 : 1-5 mg L^{-1} ; Stuart & Smedley, 2009 : 0-3,5 mg L^{-1}). La gamme de variation totale s'étend jusqu'à 15 mg L^{-1} avec une moyenne de 2,0 ± 2,2 mg L^{-1}. Les concentrations les plus fortes pourraient être associées au passage nappe libre / nappe captive (Edmunds et al., 1987).

L'ion Na^{+} : La majorité des points présentent des concentrations comprises entre 5 et 20 mg L^{-1}. La gamme totale est beaucoup plus étendue avec un maximum de 128 mg L^{-1}. De telles concentrations sont observées dans la littérature pour la nappe captive de la craie avec un maximum de 220 mg L^{-1} (Edmunds et al., 1987). Les fortes valeurs pourraient également être dues à des pollutions ponctuelles.

L'ion Cl^{-} : La majorité des points présentent des concentrations comprises entre 10 et 40 mg L^{-1} avec une moyenne de 18,0 ± 10,6 mg L^{-1}, ce qui correspond aux gammes trouvées dans la littérature pour la nappe libre de la craie. Des valeurs beaucoup plus fortes sont observables avec un maximum de 206 mg L^{-1}. Les valeurs allant jusqu'à environ 200 mg L^{-1} pourraient être associées au passage nappe libre / nappe captive (Edmunds et al., 1987). Elles peuvent également être dues à des pollutions ponctuelles.

L'ion SO_4^{2-} : La majorité des échantillons présentent des concentrations comprises entre 0 et 50 mg L^{-1} environ, ce qui correspond aux valeurs trouvées pour une nappe libre (Edmunds et al., 1987 ; Valdés, 2005 ; Stuart & Smedley, 2009). Quelques points sont compris entre 50 et 185 mg L^{-1}, ce qui correspond à des valeurs observées pour les aquifères captifs (Edmunds et al., 1987).

L'ion NO_3^- : La majorité des points présentent des concentrations comprises entre 0 et 60 mg L^{-1} avec quelques valeurs plus élevées, atteignant 83 mg L^{-1} de NO_3^- et une moyenne de 29,4 ± 13,1 mg L^{-1}. La majorité des points se situent en dessous de la norme de potabilisation (50 mg L^{-1}, code de la santé publique, articles R. 1321-1 à R. 1321-66).

L'Atrazine : Les concentrations en Atrazine sont faibles (entre 0 et 0,54 µg L^{-1}) mais persistent dans la nappe malgré l'arrêt de son utilisation en 2003. La plupart des points respectent la norme de potabilisation fixée à 0,1 µg L^{-1} (code de la santé publique, articles R. 1321-1 à R. 1321-66). Cependant, la plupart des valeurs sont proche voir en dessous de la limite de détection (0,05 µg L^{-1}).

Chapitre 2. Données concernant la carrière de Saint-Martin-le-Nœud

La cavité de Saint-Martin-le-Nœud (voir partie 2) a été instrumentée en surface et en souterrain depuis 2009 par l'INERIS et depuis 2011 par METIS (voir partie 3). Les résultats de cette instrumentation sont présentés ici et seront analysés dans les parties 5 et 7.

Cette partie s'organise en trois sous-parties :

- Caractérisation de la ZNS
- Données hydrogéologiques et physico-chimiques enregistrées en continu
- Données ponctuelles géochimiques et physicochimiques

2.1 Caractérisation de la ZNS

La ZNS (craie et formations superficielles) joue un rôle important sur les transferts depuis la surface, jusqu'à la nappe. Elle contrôle donc en grande partie la qualité des eaux de la nappe de la craie. La ZNS au-dessus de la cavité a été étudiée grâce à l'utilisation de méthodes géophysiques (UGPS, Tomographies de résistivité électrique, EM31 ; Figure 3-2) et au creusement de trois fosses à la minipelle qui ont permis de réaliser des tests d'infiltration ainsi que des traçages. Cette partie présente les résultats obtenus concernant l'épaisseur de la ZNS ainsi que l'épaisseur et la nature des formations superficielles.

2.1.1 Epaisseur de la ZNS (UGPS)

L'utilisation de l'UGPS (décrit dans la partie 3) a permis de quantifier l'épaisseur de la ZNS (craie et formations superficielles) au-dessus de 7 lacs. En fonctions de ces résultats, l'épaisseur de la ZNS au-dessus de 15 lacs a pu être déterminée (Tableau 4-3). L'épaisseur de ZNS varie de 18 à 31 m environ. Le fond de la cavité (de 900 à 1200 m sur l'axe Distance) est surplombé par une ZNS plus mince (18,0 à 21,6 m) que le début de la cavité (27,3 à 31,0 m).

Tableau 4-3 : Epaisseur de la ZNS au-dessus des lacs. Dist.=Distance ; ép. ZNS=épaisseur de la ZNS.

Lac	Code	Dist. (m)	ép. ZNS (m)
Casterêt	cas	115	29,1
Champignonnière	cha	148	29,5
Bleu	ble	190	29,7
Piliers	pil	234	29,8
Jardin	jar	339	29,5
Lithoclase	lit	358	31,0
Murine	mur	375	31,0
Nation	nat	406	31,0
Tsar	tsa	433	31,0
Stalactites	sta	447	29,2
Liège	lie	505	29,2
Lucarne	luc	600	27,3
Voutes	vou	611	27,3
Carrefour	car	919	18,0
Pedro	ped	1108	21,6

2.1.2 Epaisseur et nature des formations superficielles

Plusieurs techniques ont été couplées afin de caractériser la nature et l'épaisseur des formations superficielles :

- Trois logs géologiques ont été réalisés pour les trois fosses creusées au-dessus du lac Bleu, du lac des Stalactites, et du lac Pedro.
- Deux tomographies de résistivité électrique ont permis de visualiser la ZNS sur le long de deux profils et ainsi de tracer la limite supposée entre les formations superficielles et la craie.
- Enfin, la cartographie des conductivités électriques apparentes de la subsurface a été reliée à distribution des épaisseurs des formations superficielles au-dessus de la cavité.

Ces résultats sont présentés dans les paragraphes suivants.

2.1.2.1 Logs géologiques des trois fosses creusées au-dessus de la cavité

Les trois fosses creusées en surface, à l'aplomb du lac Bleu (1) du lac des Stalactites (2) et du lac Pedro (3) ont permis de réaliser trois logs géologiques (Figure 3-2, Figure 4-7).

Après une couche de sol de 25 cm similaires pour ces trois points, des différences marquées sont observables.

Les trois logs présentent des épaisseurs très variables d'argiles à silex (seules formations superficielles observables) allant d'environ 0,05 m pour la fosse creusée à l'aplomb du lac Pedro à plus de 2,45 m (la limite craie/argiles à silex n'a pas été atteinte) au-dessus du lac des Stalactites sous forme d'une couche continue, et de 2 m au-dessus du lac Bleu sous forme de lentilles au sein d'une craie altérée (Figure 4-8).

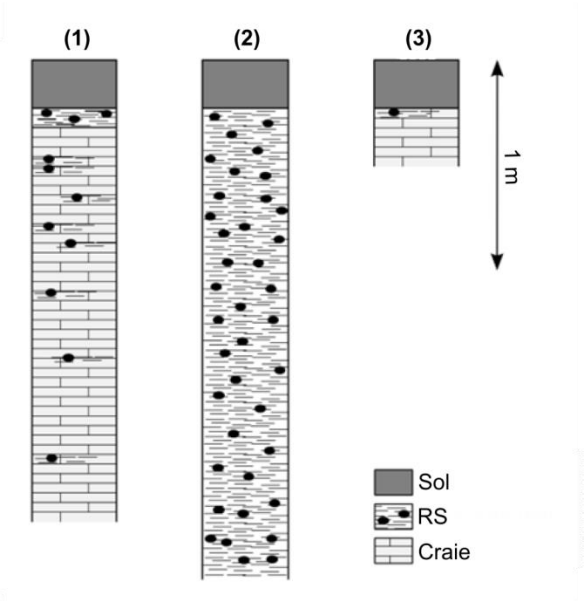


Figure 4-7 : Logs géologiques des trois fosses creusées au-dessus des lacs Bleu, Stalactites et Pedro.

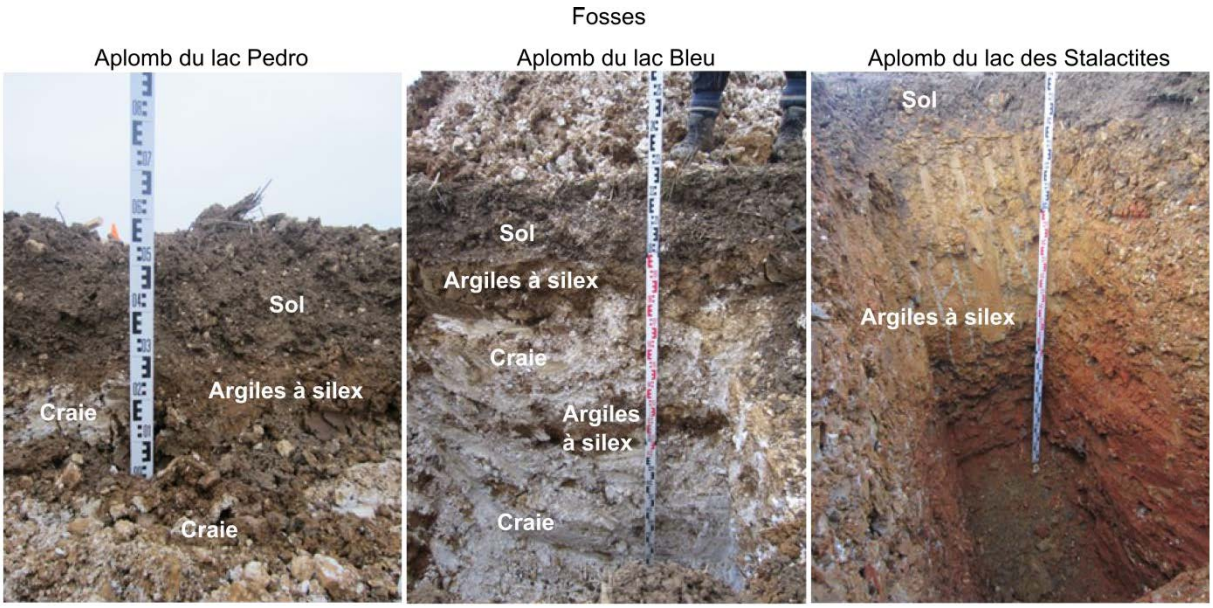


Figure 4-8 : Photos des trois fosses creusées au-dessus des lacs Bleu, des Stalactites et Pedro.

2.1.2.2 Tomographie de résistivité électrique

Les tomographies de résistivité électrique réalisées perpendiculairement à l'axe d'allongement du dôme topographique et de la cavité (Figure 4-9) ont permis d'obtenir deux coupes de résistivité interprétée (

Figure 4-9). En proche surface, une couche peu résistante (aux alentours de 30 Ωm) d'épaisseur variable est observable. Cette couche est interprétée comme étant l'épaisseur des argiles à silex ou d'un mélange d'argiles à silex et de craie altérée, fine voire absente à l'Ouest et au Nord de la cavité et plus épaisse à l'Est et au Sud.

En-dessous de cette couche, la résistivité est plus forte. Cette zone correspond aux couches de craie saine. Le pendage de ces couches est d'environ 12° vers le Nord-Est. Il est comparable aux pendages mesurés dans la cavité (entre 10 et 15° ; Lizee et Metois, 2011).

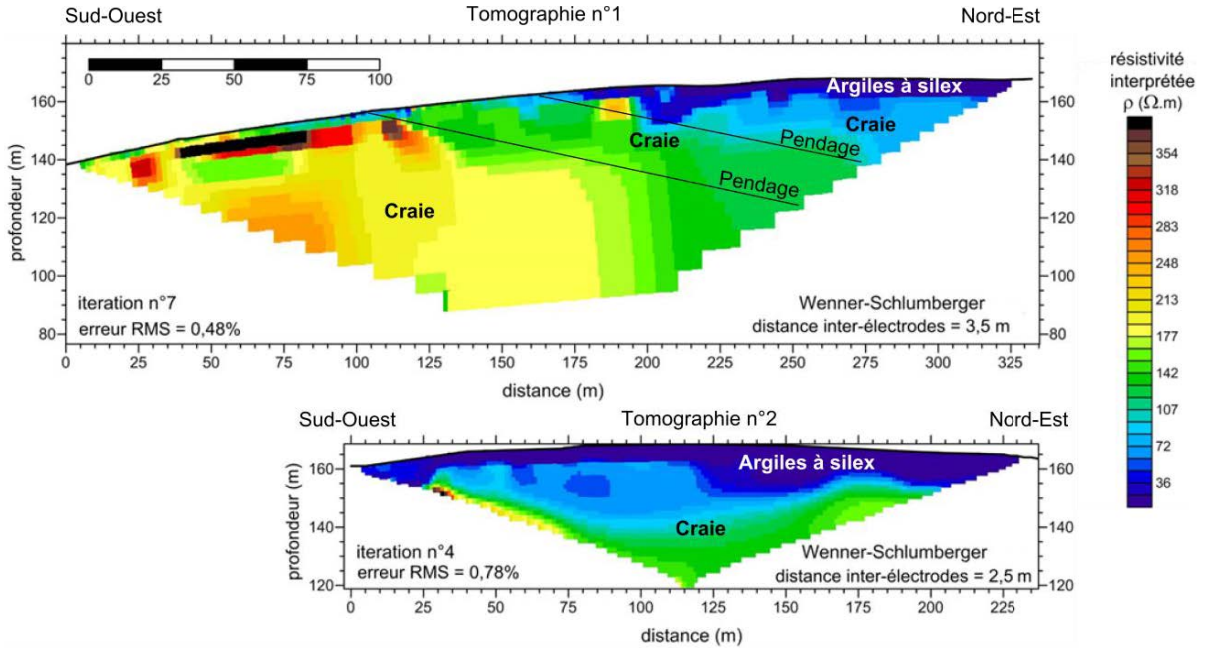


Figure 4-9 : Tomographies de résistivité électrique

2.1.2.3 Cartographie des conductivités électriques apparentes de la subsurface (EM31) : image de l'épaisseur des argiles à silex

A partir des mesures de terrain obtenues grâce à l'EM31 en surface au-dessus de la cavité (Figure 3-2), une carte de la conductivité électrique apparente de la subsurface a été réalisée (Figure 4-10). Les conductivités mesurées varient entre 20 et 85 mS m^{-1}.

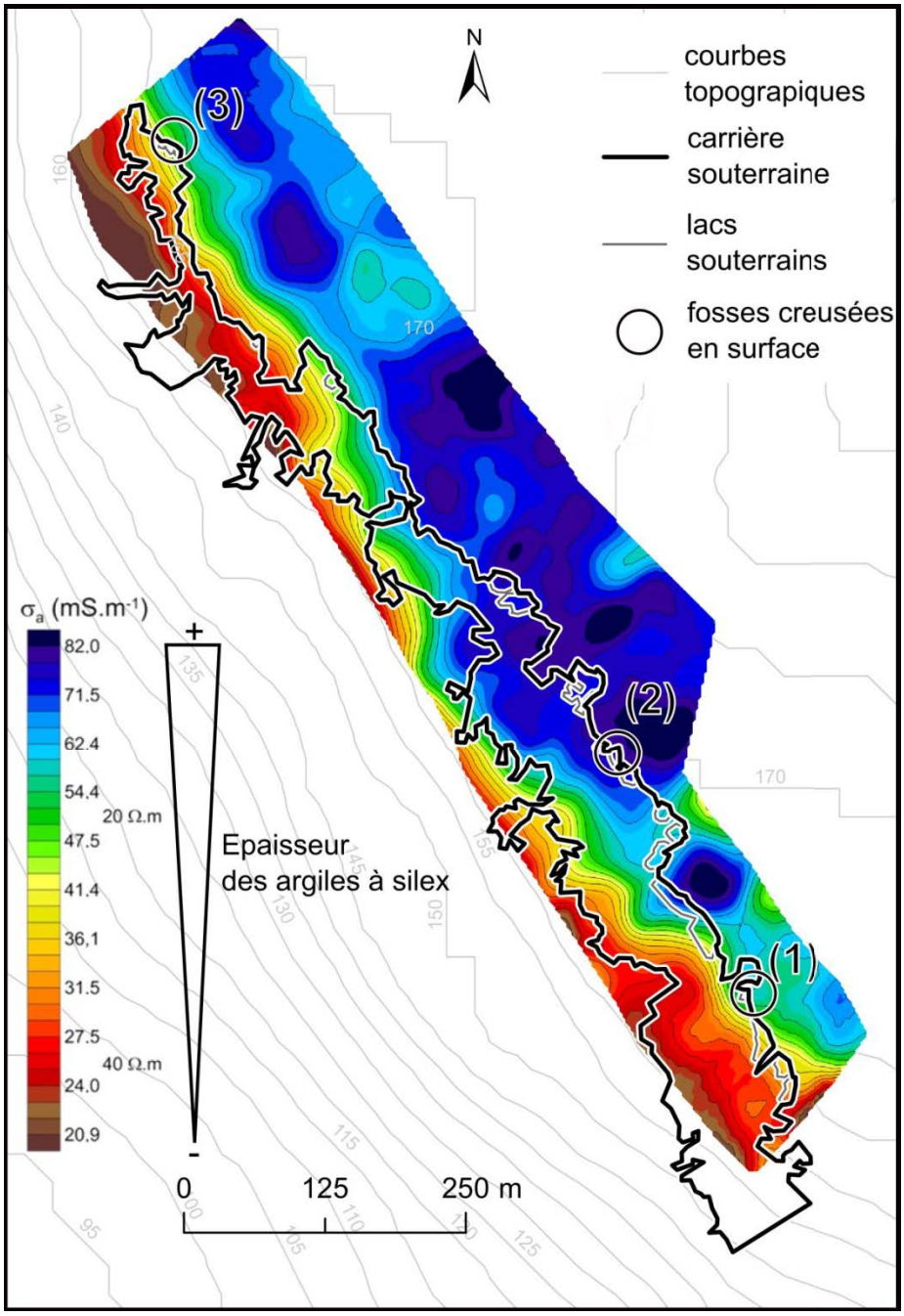


Figure 4-10 : Carte des conductivités électriques apparentes au dessus de la cavité

La mesure de la conductivité intègre les premiers 5,5 m de profondeur. Les argiles contenues dans les argiles à silex possèdent des conductivités électriques plus fortes que la craie (dont la part argileuse est négligeable et le contenu en eau plus faible). La gamme de valeur importante des conductivités électriques indique que les épaisseurs d'argiles à silex varient au-dessus de la cavité. Les zones les plus conductrices sont interprétées comme les zones possédant les plus fortes épaisseurs d'argiles à silex et inversement, les zones les moins conductrices sont interprétées comme étant des zones où les argiles à silex sont peu épaisses voir absentes. La partie Sud-Ouest de la cavité est caractérisée par des argiles à silex d'épaisseur relativement faible (zone rouge, Figure 4-10) tandis que dans la partie Nord-Est, au sommet du plateau, les argiles à silex sont plus épaisses (zone bleue, Figure 4-10).

2.1.3 Tests d'infiltration

Les trois fosses creusées à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro ont permis de réaliser des tests d'infiltration. Les fosses situées au-dessus du lac Pedro et du lac Bleu ont permis d'atteindre la craie sous les argiles à silex. Dans ces deux fosses on mesure donc les vitesses d'infiltration dans la craie de subsurface plus ou moins altérée. A l'inverse, au-dessus du lac des Stalactites, l'interface argiles à silex/craie n'a pas été atteinte, et on mesure donc la vitesse d'infiltration de l'eau dans les argiles à silex.

Tableau 4-4 : Résumé des tests d'infiltration réalisés à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac Pedro.

	Fosses creusées en surface (à l'aplomb des trois lacs)		
	Lac Pedro	Lac des stalactites	Lac Bleu
Surface de la fosse (m^2)	2,83 m^2	3,5 m^2	2,9 m^2
Volume total d'eau injectée (L)	3600	1300	7500
Vitesse d'infiltration estimée	21 L h^{-1} soit **2,1 10^{-3} mm s^{-1}**	Aucune infiltration en 2 semaines	44 L h^{-1} soit **4,3 10^{-3} mm s^{-1}**

<u>Fosses au-dessus du lac Pedro et du lac Bleu</u> : environ 3600 et 7500 L d'eau ont été injectés dans ces deux fosses, respectivement. En mesurant la différence de hauteur de l'eau en 24 h, des vitesses d'infiltration ont été obtenues avec 21 L h^{-1} au lac

Pedro et 44 L h^{-1} au lac Bleu, soit des vitesses relativement importantes de l'ordre de 10^{-4} m s^{-1}. Ces vitesses ne peuvent pas être généralisées à l'ensemble de la craie de la ZNS mais donnent une idée de la capacité d'infiltration de la première couche de craie située sous les argiles à silex.

Fosse au-dessus du lac des Stalactites : les 1300 L d'eau ont été injectés. Aucune infiltration n'a pu être observée en 24 h et au bout de 2 semaines. Deux hypothèses peuvent expliquer cette absence d'infiltration :

- A l'échelle de quelques mètres carrés, les argiles à silex possèdent une conductivité hydraulique très faible liée à leur forte teneur en argiles. Cependant, il est possible que la conductivité hydraulique de ces formations varie avec l'échelle considérée : pour de plus grandes surfaces, il existe peut-être des chemins préférentiels d'écoulement liés à des zones plus riches en silex et/ou en sables.
- Le creusement de la fosse à l'aide de la minipelle a pu endommager les chemins d'écoulement préférentiels, liés à la présence des silex, en tassant les parois et le fond de la fosse.

A l'heure actuelle, il est difficile de conclure. Néanmoins l'absence de ruissellement constaté en surface de la cavité malgré une pluviométrie parfois intense pourrait aller dans le sens de la deuxième hypothèse.

2.1.4 Traçages

Les fosses creusées à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactite et du lac Pedro ont également permis de réaliser trois traçages fluorimétriques, dans le but de tracer les écoulements dans la ZNS et de caractériser les transferts dans la ZNS.

Etant donnée l'absence d'infiltration dans la fosse située au-dessus du lac des Stalactites, le traceur n'a pas pu passer dans la ZNS et n'a pas été recherché en souterrain.

Dans les deux autres fosses, les traceurs se sont bien infiltrés. Les sondes fluorimétriques placées dans le lac Pedro, le lac Bleu (et dans le lac des Jardins) n'ont pas enregistré d'arrivée des traceurs. L'analyse en laboratoire des concentrations en traceurs permet de descendre le seuil de détection. Les échantillons prélevés dans le lac Pedro et le lac Bleu ont été analysés pour leur

concentration en traceurs fluorescents par le laboratoire CETRAHE d'Orléans et pour leur concentration en Li^+ (lac Pedro) par ICP-MS au laboratoire METIS. Aucun traceur n'a pu être détecté en 2 ans de suivi.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'absence de détection des traceurs :

- Les traceurs ont traversé la ZNS mais sont trop dégradés ou trop dispersés pour être détectés.
- Les traceurs ont traversé la ZNS mais sont passés à côté de la cavité. Les transferts ne sont pas verticaux (impact du pendage des couches de craie et/ou de la fracturation...).
- Les traceurs sont toujours dans la ZNS. Les vitesses de transfert sont très lentes et les traceurs n'arriveront à l'interface ZS/ZNS que dans plusieurs années.

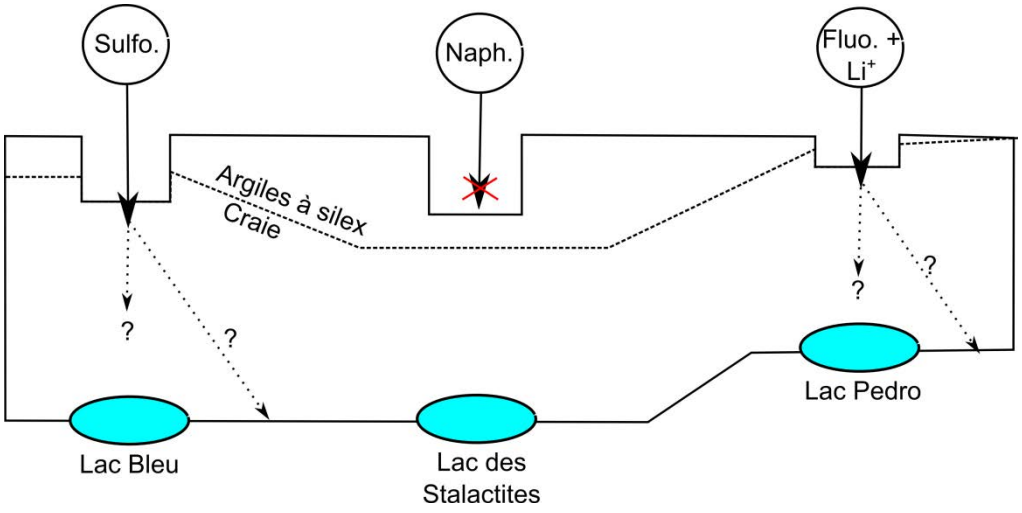


Figure 4-11 : Schéma des trois traçages réalisés à l'aplomb du lac Bleu, du lac des Stalactites et du lac des Piliers.

2.2 Données hydrogéologiques et physico-chimiques enregistrées en continu

En souterrain, la cavité a pu être équipée sur quelques sites (Pedro, Piliers, Stalactites, Lithoclase, Lucarnes, Liège, Voutes...) de sondes enregistrant en continu des paramètres hydrogéologiques (débits de percolation, niveau des lacs) et hydrochimiques (température, conductivité électrique) des eaux de percolation et des eaux des lacs souterrains. Ces enregistrements ont pu être complétés par les observations faites sur le terrain lors des campagnes. Les résultats de ces

enregistrements sont présentés ici, avec dans un premier temps la description des résultats concernant les eaux des lacs et dans un deuxième temps les résultats concernant les eaux de percolation.

2.2.1 Niveau d'eau et conductivité électrique des eaux des lacs

Les lacs des Piliers, de la Lithoclase, des Stalactites, de Liège, de la Lucarne et des Voutes (Figure 3-2) ont été équipés de sondes permettant l'enregistrement du niveau d'eau des lacs et de quelques paramètres physicochimiques (température et conductivité électrique, suivant les lacs ; Figure 4-12).

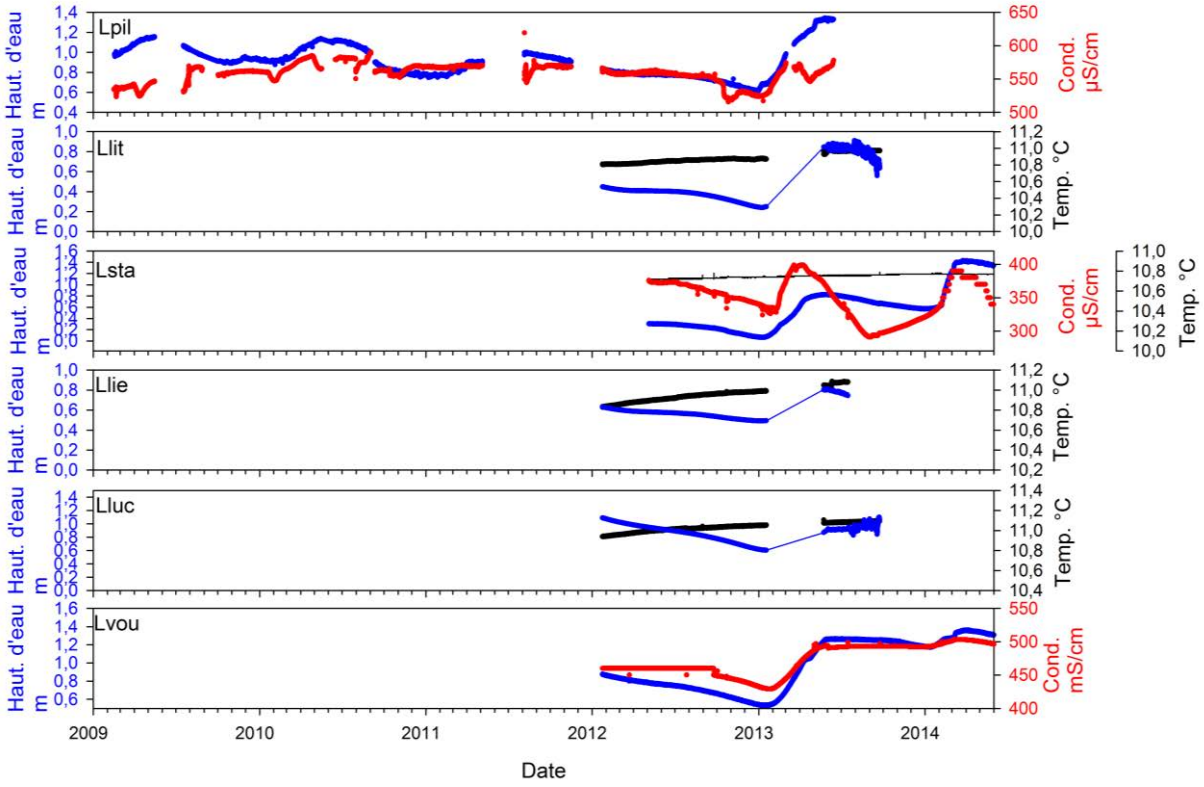


Figure 4-12 : Variation temporelle du niveau d'eau, de la conductivité électrique et de la température des lacs Piliers, Lithoclase, Stalactites, Liège, Lucarne et Voutes de 2009 à 2014.

Le lac des Piliers possède la chronique la plus longue, puisqu'il a été équipé par l'INERIS en 2009. Les autres lacs ont été équipés en 2012 et présentent des chroniques plus ou moins lacunaires. La sonde mesurant la pression atmosphérique des sondes TROLL installées dans les lacs de la Lithoclase, de Liège et de la Lucarne ont été noyées et la compensation barométrique n'a plus été assurée à partir de Mai 2013. Les chroniques enregistrées au lac des Stalactites et au lac des Voutes sont de meilleure qualité.

Le niveau d'eau des lacs dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud varie annuellement avec un minimum aux environs de janvier et un maximum aux environs de Mai (avec un léger décalage suivant les années). Le cycle hydrologique 2011/2012 est particulier puisque la remontée annuelle n'a pas eu lieu. Le niveau d'eau diminue entre Mai 2011 et Janvier 2013, avec une stagnation du niveau d'eau aux alentours de Mai 2012. Entre Janvier et Mai 2013, au contraire la remontée du niveau d'eau est très importante avec plus de 80 cm au lac des Stalactites et au lac des Piliers.

La conductivité électrique des eaux a été enregistrée dans trois lacs : lac des Piliers, lac des Stalactites et lac des Voutes (Figure 4-12). Les variations temporelles de la conductivité de chaque lac sont significatives. Cependant, les valeurs absolues de la conductivité dans chacun des lacs et leur comparaison directe entre lacs n'est pas possible car : (1) les sondes n'ont pu être étalonnées que lors de leur installation et (2) la conductivité n'est pas homogène dans chaque lac.

Au lac des Piliers la chronique de conductivité est lacunaire et présente de nombreux problèmes d'enregistrement. Au lac des Stalactites et au lac des Voutes les chroniques sont de meilleure qualité. On observe que la variation de conductivité semble liée à la variation du niveau d'eau de manière plus ou moins complexe suivant le lac. Les pics de conductivité et du niveau d'eau sont presque synchrones (Figure 4-12). Ces variations seront analysées dans la partie 7 (Partie 7.2.4.1.1).

2.2.2 Débits et conductivité électrique des eaux de percolation

2.2.2.1 Observations générales

Les observations faites pendant les campagnes de terrain ont permis de mettre en évidence une forte hétérogénéité spatio-temporelle des débits de percolation au sein de la cavité. La densité et la taille des stalactites sont également très variables (de 0 à 10 cm de long ; de 0 à plus de 600 stalactites au mètre carré). Elles sont souvent alignées et reliées entre elles par une bande de calcite, ce qui pourrait marquer la présence de fractures ou plus simplement être dû à la pente des plafonds. L'absence de stalactites n'est pas reliée à l'absence de percolation mais peut-être à des débits moins importants. Quelques stalagmites (de quelques centimètres de hauteurs sur quelques dizaines de centimètres de largeurs) sont observables dans la cavité. Elles semblent associées à des débits de percolations plus abondants.

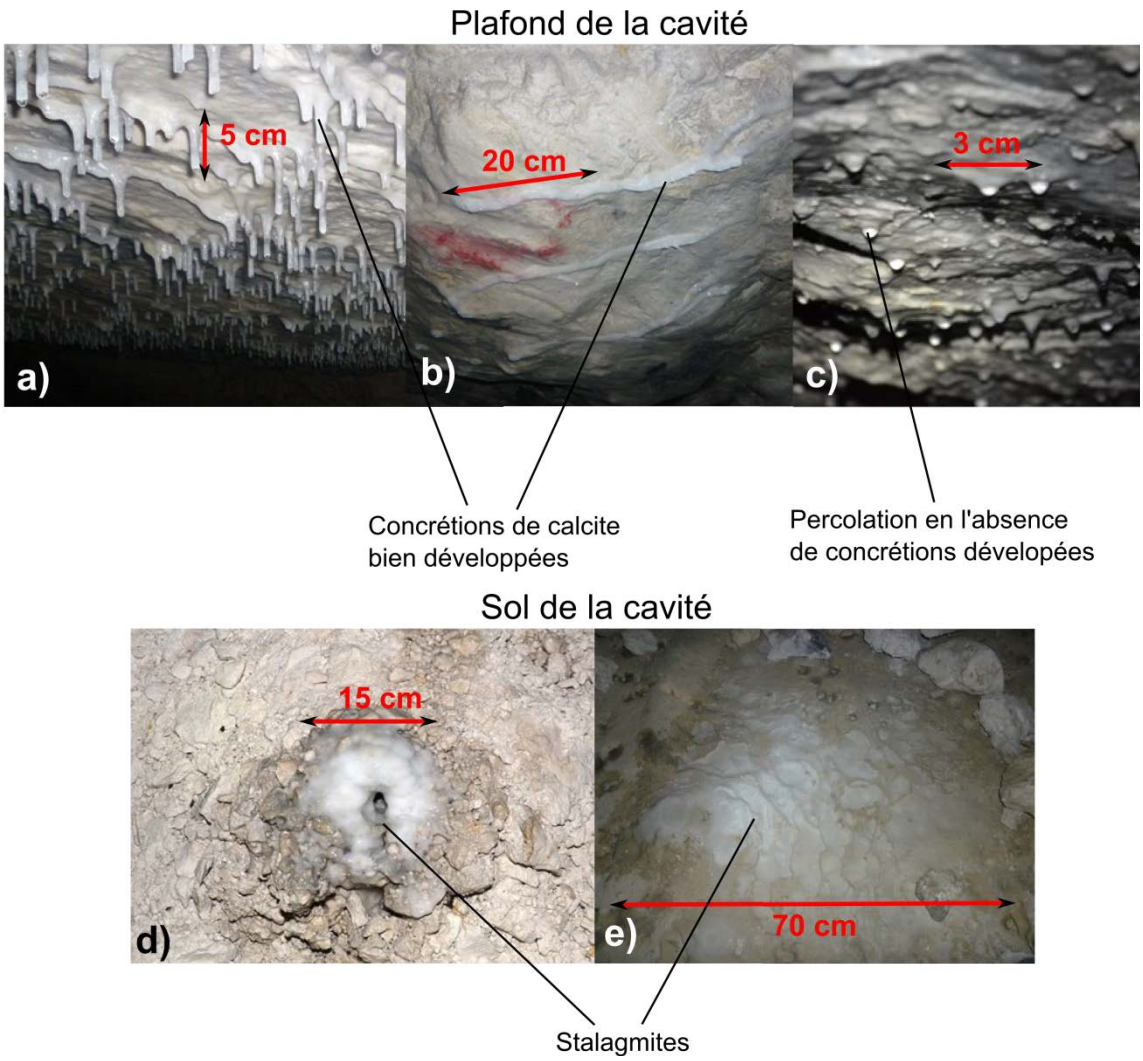


Figure 4-13 : Photos des concrétions de calcite dans la cavité (stalactites et stalagmites).

2.2.2.2 Débits de percolation au lac des Piliers et au lac Pedro

La première année de l'étude (2011/2012) les débits de percolation étaient nuls ou trop faibles pour être enregistrés. Les années 2012/2013 et 2013/2014 les débits de percolation ont été très importants et ont pu être mesurés. Deux sites (à proximité du lac Pedro et du lac des Piliers) ont été équipés de pluviomètres permettant l'enregistrement en continu des débits de percolation (Figure 4-14). Un dispositif mis en place au-dessus du lac des Piliers (Figure 3-4) a permis de mesurer la conductivité des eaux de percolation (Figure 4-14).

<u>Débits de percolation</u>

Les débits de percolation enregistrés varient beaucoup spatialement, confirmant les observations faites sur le terrain.

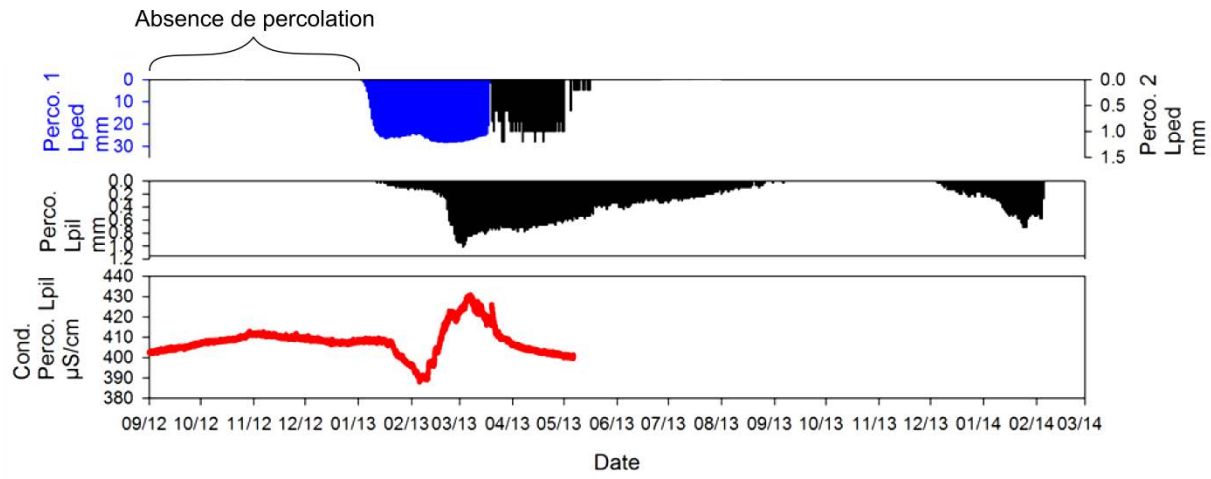


Figure 4-14 : Variation temporelle de la percolation enregistrée au lac des Piliers et au lac Pedro (premier emplacement en bleu, deuxième emplacement en noir). Le débit de percolation est suivi depuis Mars 2011 et jusqu'à Février 2014 au lac des Piliers et depuis Septembre 2012 au lac Pedro jusqu'à Juillet 2013.

A proximité du lac des Piliers, la percolation a été suivie à partir de Mars 2011 (Figure 4-14). Durant le cycle 2011/2012 le débit de percolation est nul. Le plafond percole à partir de Janvier 2013 et la percolation s'étale sur environ 8 mois, jusqu'à septembre 2013. Le plafond reste sec entre septembre 2013 et décembre 2013. Le début du cycle hydrologique 2013/2014 a pu être suivi. Les premiers débits de percolation ont commencé en décembre 2013 soit un mois avant le cycle précédent. Le débit de percolation varie de 0 à 1,1 mm j^{-1}. Pour chaque cycle de percolation, une première phase avec des débits peu importants peut être observée suivie d'une deuxième phase avec un pic dissymétrique de percolation (augmentation rapide et décroissance lente).

A proximité du lac Pedro, un deuxième pluviomètre a permis d'enregistrer les débits de percolation depuis septembre 2012 jusqu'en mai 2013 (Figure 4-14). Ce pluviomètre était placé sous une bâche de 4 m^2 permettant d'intégrer une plus grande surface de plafond. Cependant, suite à la montée importante du niveau d'eau du lac durant le cycle 2012/2013, le pluviomètre a dû être déplacé d'environ 20 m en Mars 2013. Le pluviomètre ne se trouvait alors plus sous la bâche, intégrant ainsi une plus petite surface. La différence de surface de plafond a été prise en compte dans le calcul du débit de percolation. La forte variabilité spatiale du débit de percolation est ici clairement visible : à 20 m de distance la percolation varie d'environ 25 mm j^{-1} à moins de 1,5 mm j^{-1}. La première partie de l'enregistrement (en bleu, Figure 4-14) a permis de suivre l'augmentation soudaine du débit de percolation en Janvier 2012, passant de 0 à 30 mm j^{-1} en moins de deux semaines.

Ce pic survient environ 7 semaines avant le pic enregistré au lac des Piliers. Contrairement au lac des Piliers, la première phase de percolation faible n'est pas observable au lac Pedro. Il est possible que la résolution du pluviomètre (0,2 mm au lac Pedro contre 0,034 mm au lac des Piliers) ne soit pas suffisante pour permettre d'enregistrer cette première phase. Un deuxième pic de percolation est observable Figure 4-14, environ un mois et demi après le premier (fin Février 2012). Ces pics sont dissymétriques avec une augmentation rapide de la percolation suivie d'une décroissance plus lente. La décroissance de la percolation n'a pas pu être suivie au lac Pedro à cause du déplacement du pluviomètre. La fin de la chronique, après que le pluviomètre ait été déplacé est de mauvaise résolution, le débit de percolation étant trop faible, allant d'environ 1,2 mm j^{-1} en Mars 2012 à 0 mm j^{-1} fin Mai 2012.

Les différents pics de percolation sont-ils observables dans la pluie ou sont-ils dus à l'existence de différents processus de transferts au sein de la ZNS ? Ces questions seront abordées dans la Partie 7 (Partie 7.2.3).

Conductivité électrique des eaux de percolation au-dessus du lac des Piliers

Le dispositif de mesure de la conductivité des eaux de percolation est situé à environ 20 m du pluviomètre enregistrant les débits de percolation. En l'absence de percolation, les eaux du flacon dans laquelle la sonde est plongée n'ont pas été renouvelées avant Janvier 2013 et la conductivité stagne entre 400 et 410 µS cm^{-1} (Figure 4-14). A partir de mi-Janvier 2013, une chute de la conductivité d'environ 20 µS cm^{-1} est enregistrée avec un décalage d'environ deux semaines par rapport au début de l'enregistrement de la percolation. Un pic de conductivité est ensuite enregistré, avec une augmentation rapide d'environ 40 µS cm^{-1} en un mois (début Février/début Mars), suivie d'une chute plus lente de 30 µS cm^{-1} pour revenir aux valeurs enregistrées avant le début de la percolation.

2.3 Données ponctuelles géochimiques et physicochimiques

La géochimie des eaux souterraines de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud (eaux de percolation et eaux des lacs) a été étudiée à partir de Janvier 2012.

Les lacs de la cavité ont été échantillonnés manuellement. Pour les lacs Bleu, des Piliers et Pedro, les échantillonnages faits durant les campagnes de terrain ont été

complétés par des échantillonnages automatiques. Des mesures physico-chimiques ponctuelles des eaux des lacs ont également été réalisées.

Les eaux de percolation ont été prélevées lorsque le débit de percolation le permettait. Les observations sur le terrain ainsi que les enregistrements en continu ont permis de mettre en évidence une forte hétérogénéité spatio-temporelle des débits de percolation. Les eaux de percolation n'ont pu être prélevées qu'à partir de Mai 2013 (l'année 2011/2012 les débits étaient trop faibles). Ces échantillons ont été prélevés directement au plafond, goutte par goutte, sur des surfaces accessibles plus ou moins grandes, afin d'obtenir suffisamment d'eau pour analyse. La représentativité des échantillons ainsi obtenus devra être analysée par des études complémentaires.

Tous les échantillons collectés ont été analysés pour connaitre les concentrations en ions majeurs des eaux. Ces données sont présentées dans les figures suivantes (Figure 4-15, Figure 4-16, Figure 4-17, Figure 4-18, Figure 4-19, Figure 4-20 et Figure 4-21). Elles seront analysées dans la partie 7.

La composition des eaux des lacs et des eaux de percolation est typique des eaux de la craie dans un contexte agricole. Ca^{2+} et HCO_3^- sont les principaux ions présents (HCO_3^- n'a pas pu être mesuré pour les eaux de percolation par manque de volume suffisant). Les eaux des lacs sont saturées vis-à-vis de la calcite. Certaines eaux présentent de fortes voir très fortes concentrations en NO_3^- avec un maximum de 159 mg L^{-1} mesuré dans les eaux de percolation à proximité du lac Pedro (Tableau 4-5, Tableau 4-6). Globalement, une forte variabilité des concentrations de tous les ions majeurs peut-être constatée, et ce sur une distance de moins de 1 km (Tableau 4-5, Tableau 4-6 et Figures 1-12 à 1-18).

Les échantillons prélevés automatiquement et manuellement présentent des concentrations qui peuvent être relativement différentes. Deux facteurs pourraient en être responsables : (1) lors du prélèvement automatique, l'aspiration entraine une agitation de la colonne d'eau et peut donc prélever en partie des eaux des 10 premiers cm de profondeur, ayant une composition différente, et/ou (2) les échantillons prélevés automatiquement stagnent dans la cavité, en contact avec l'atmosphère et à une température d'environ 12°C jusqu'à leur récupération, et peuvent être altérés durant cette période.

Tableau 4-5 : Statistiques des paramètres physicochimiques et des concentrations en ions majeurs mesurés dans les eaux des lacs (échantillonnage manuel).

Paramètre	T	pH	Cond	O_2d	HCO_3^-	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-
Unité	°C	pH	µS cm^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}
Moyenne	10,7	7,38	499	10,69	187	85,3	1,95	1,97	11,1	17	9,8	36,4
Médiane	10,8	7,4	507	10,75	194	88	1,44	1,59	1,8	12,5	8,6	25,4
Ecart-type	0,36	0,25	62	0,5	45,4	13,9	2,16	0,85	2,6	9,3	4,2	24,5
Min	9,4	5,56	344	9	78	54,9	0,1	1,07	5,7	8,4	2,9	8,1
Max	11,5	8	650	11,7	326	117	8,5	4,12	16	44,8	20,6	99,3

Tableau 4-6 : Statistiques des concentrations en ions majeurs mesurées dans les eaux de percolation.

Paramètre	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-
Unité	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}	mg L^{-1}
Moyenne	72,7	1,9	2,0	10,0	27,1	15,9	50,1
Médiane	68,1	1,3	0,3	8,5	23,9	12,5	23,8
Ecart-type	28,2	1,2	4,0	4,0	18,0	15,2	46,2
Min	20,7	0,0	0,0	4,5	7,3	1,5	4,5
Max	127,4	5,4	19,0	19,6	52,0	84,5	159,0

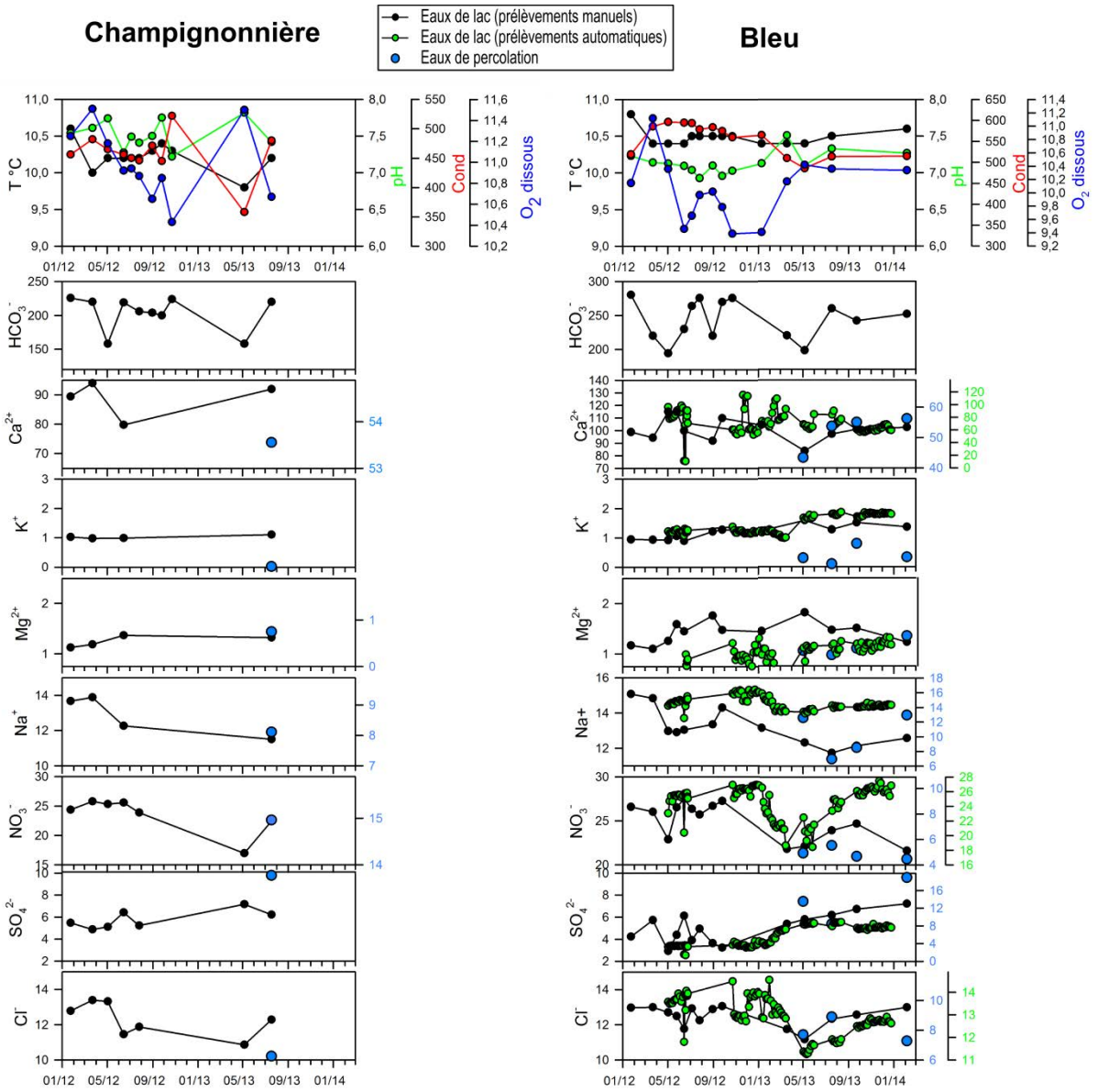


Figure 4-15 : Lac de la Champignonnière et lac Bleu ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir et automatiques en vert) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

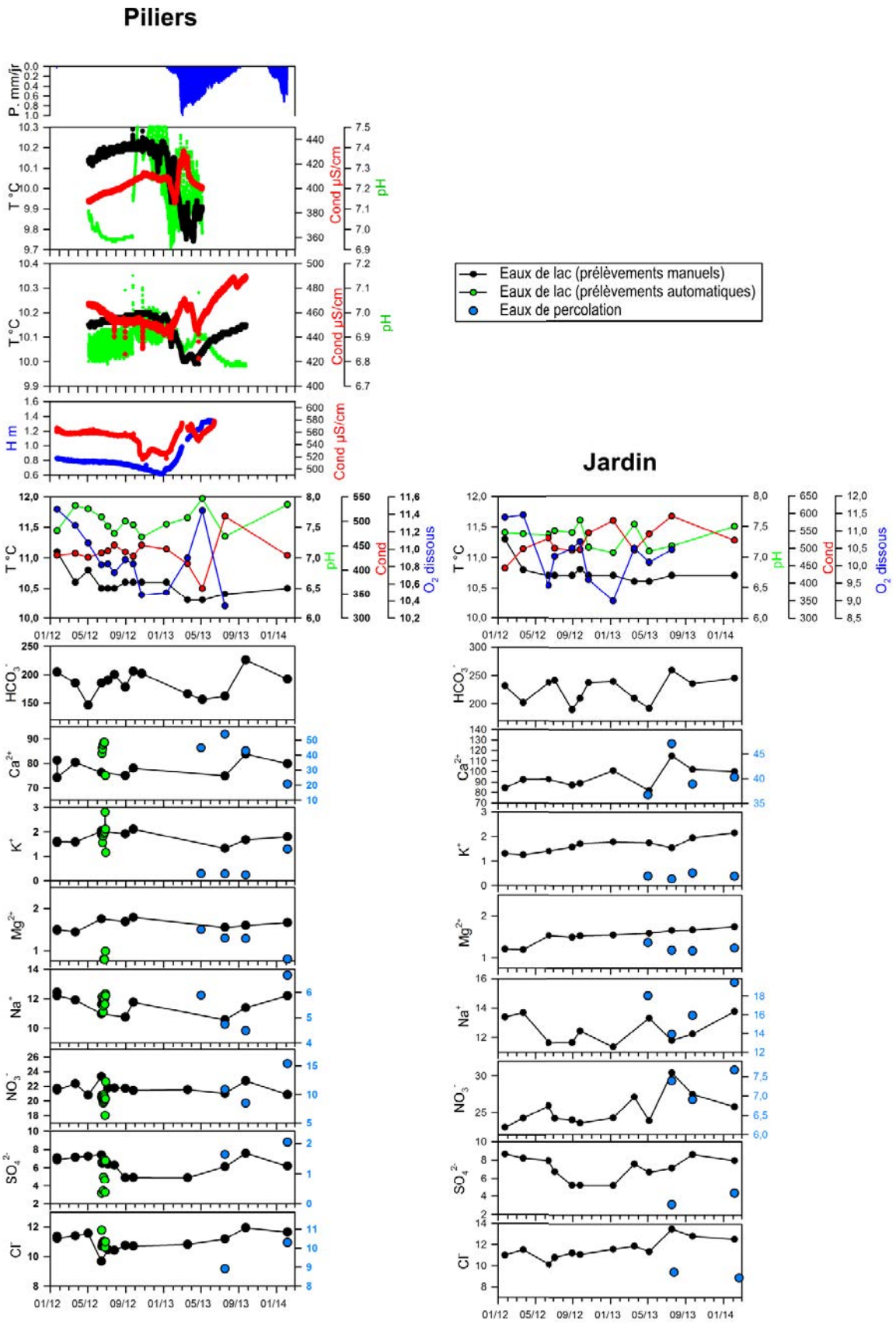


Figure 4-16 : Lac des Piliers et lac du Jardin ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir et automatiques en vert) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

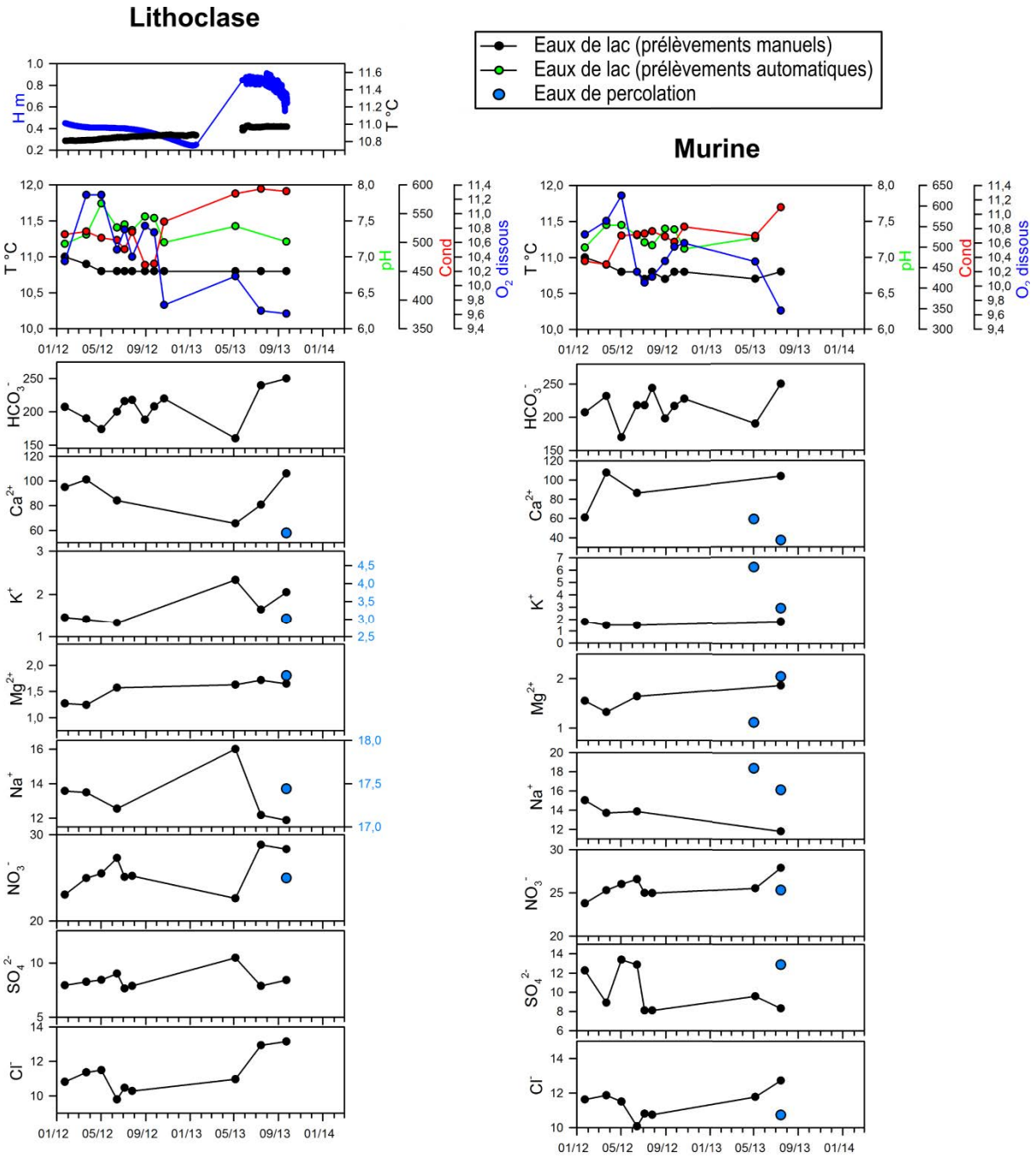


Figure 4-17 : Lac de la Lithoclase et lac Murine ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

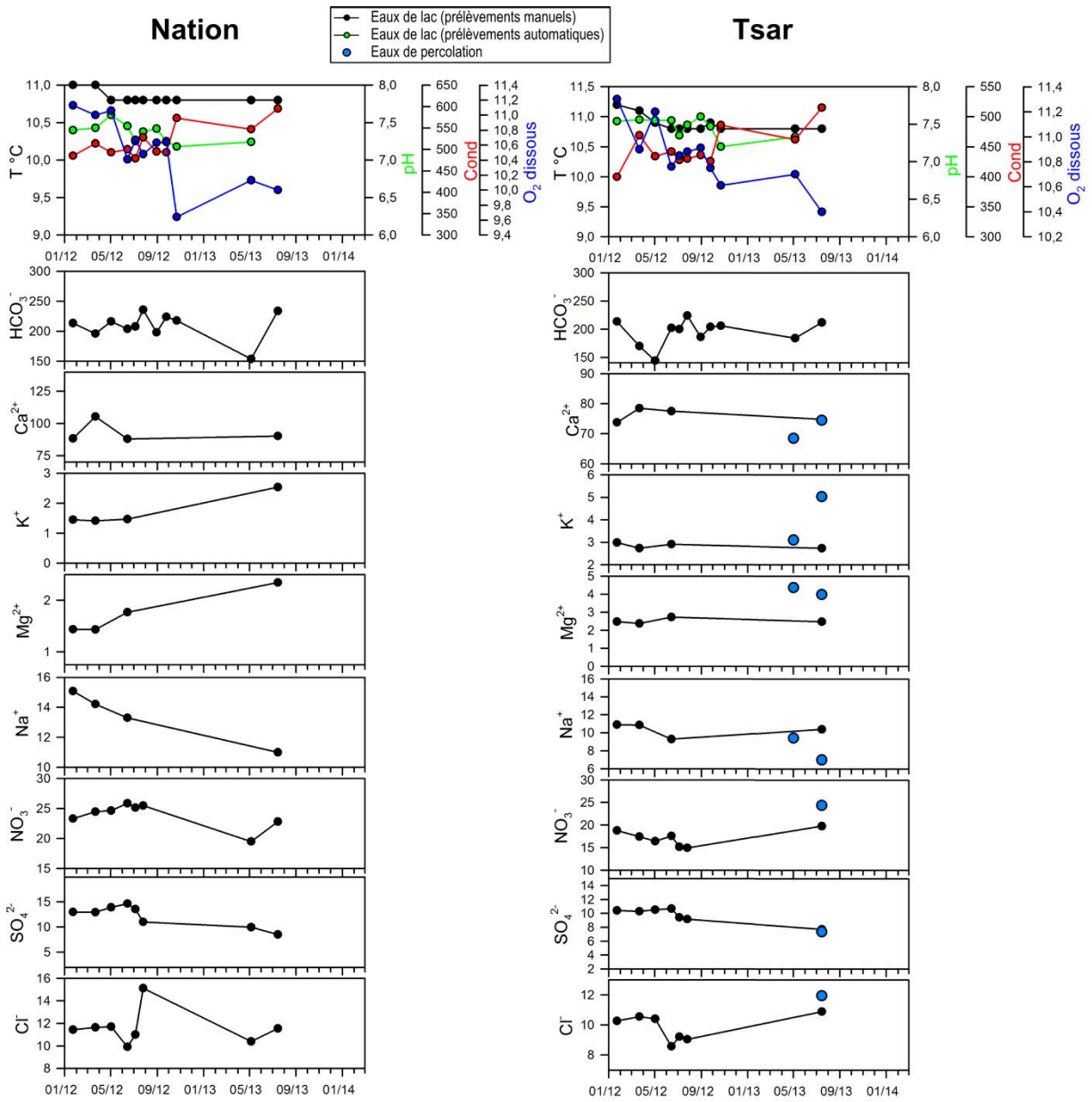


Figure 4-18 : Lac des Nations et lac du Tsar ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

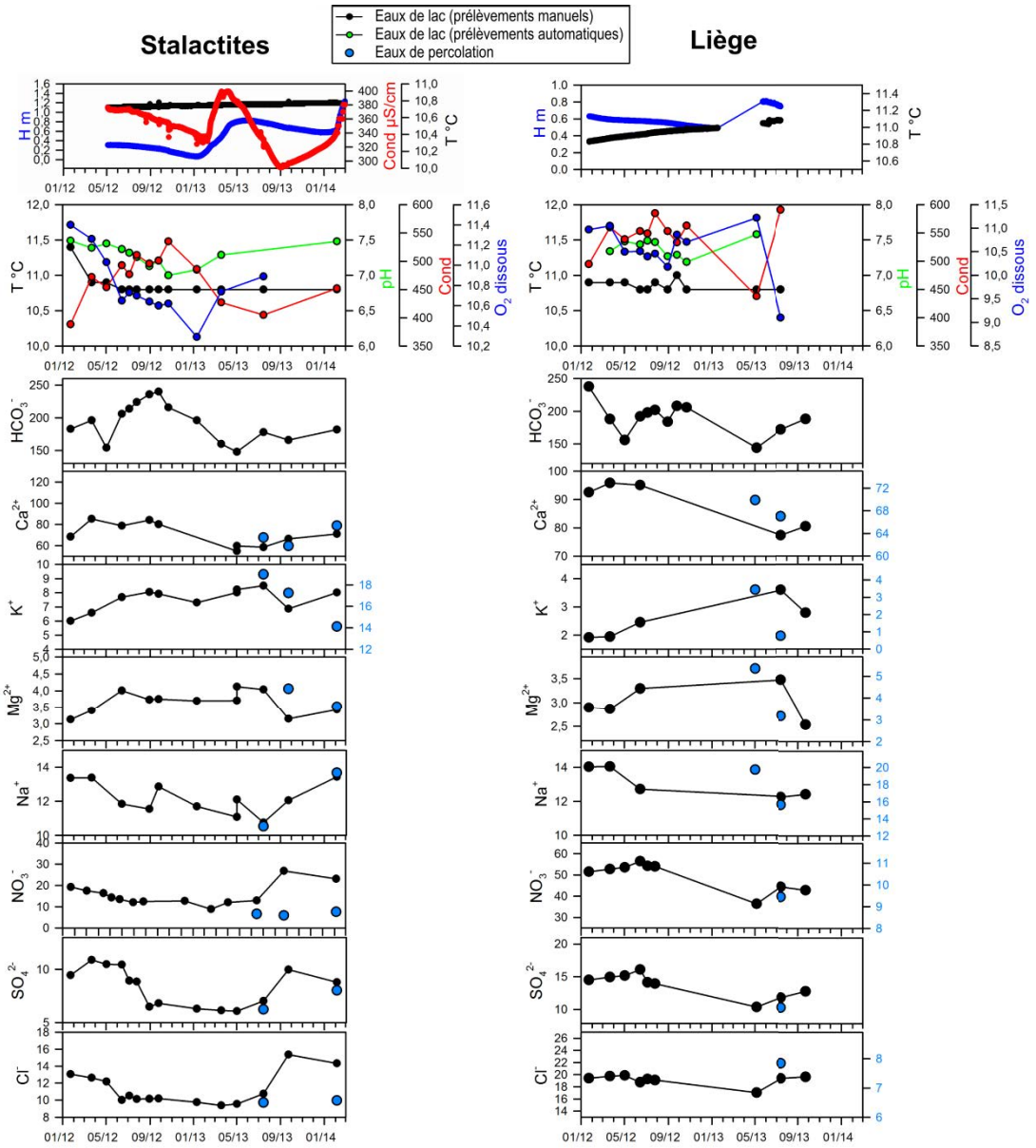


Figure 4-19 : Lac des Stalactites et lac de Liège ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

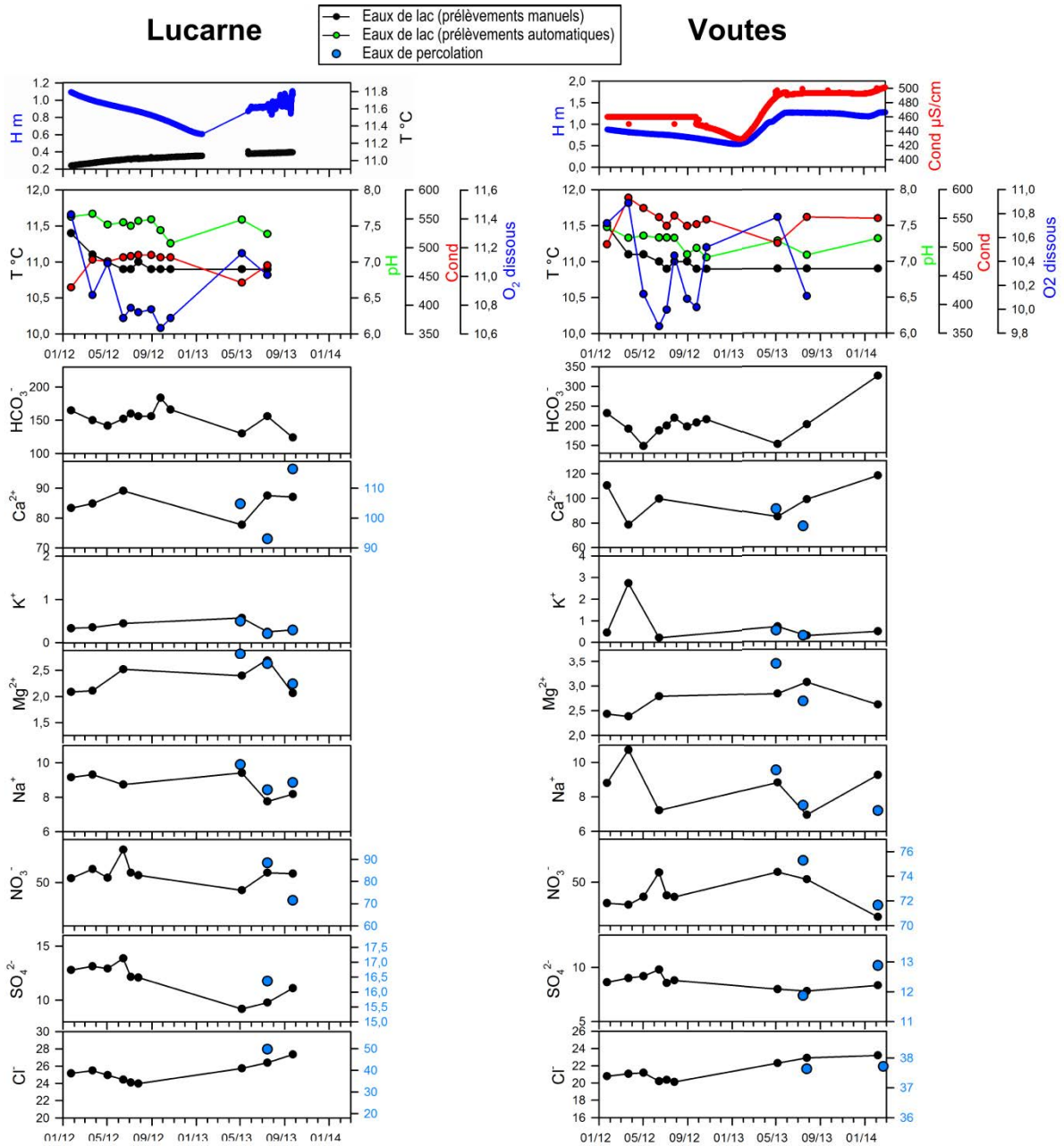


Figure 4-20 : Lac des Lucarnes et lac des Voutes ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

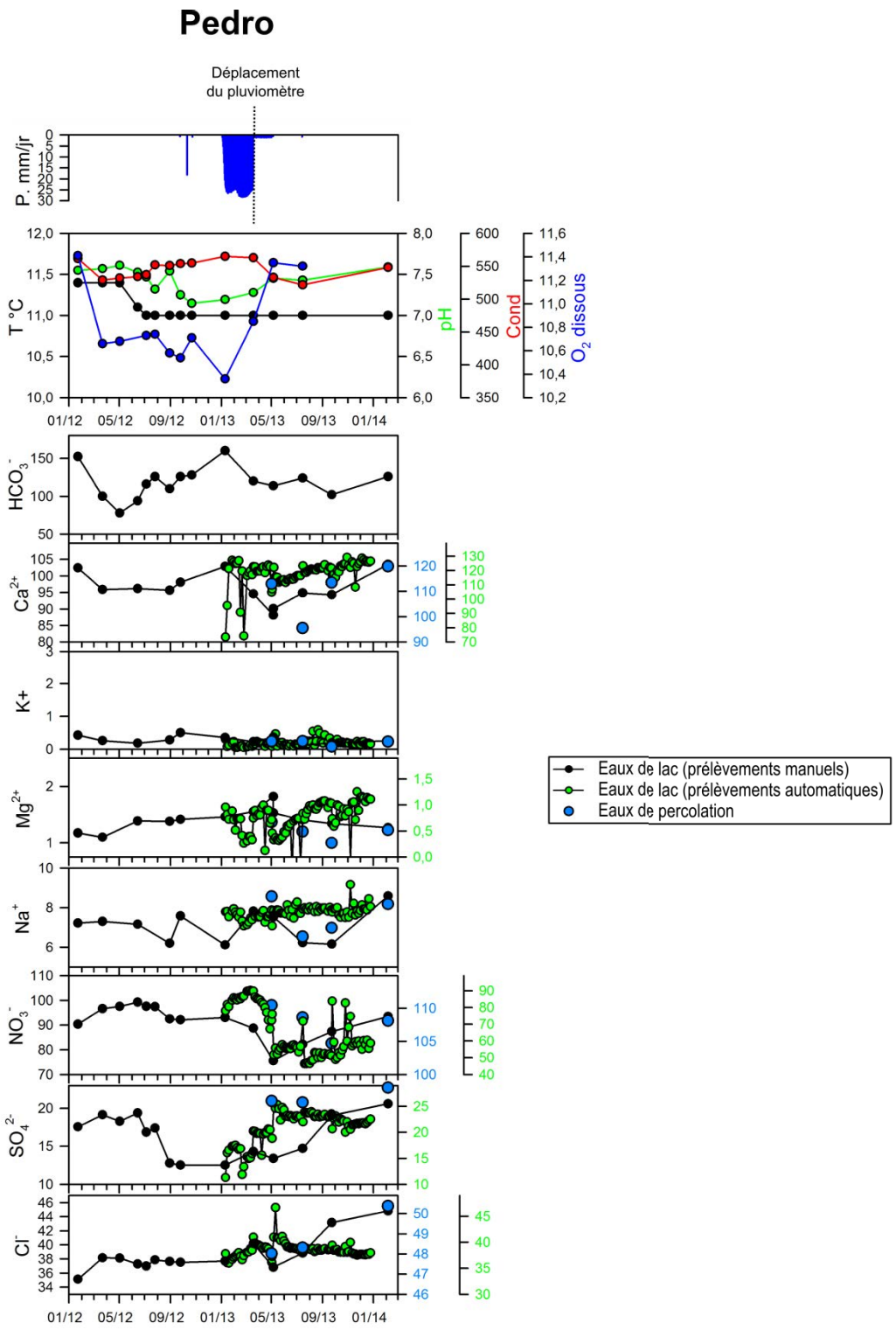


Figure 4-21 : Lac Pedro ; Paramètres physicochimiques des eaux des lacs (Température, pH, Conductivité électrique, et concentration en Oxygène dissous en mg L^{-1}) ; Concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) des eaux des lacs (prélèvements manuels en noir et automatiques en vert) et des eaux de percolation (en bleu) en mg L^{-1}.

Chapitre 3. Conclusion

Les résultats bruts obtenus à l'échelle régionale et à l'échelle locale ont été décrits dans ce chapitre.

A l'échelle régionale, on a pu mettre en évidence :

- une relative homogénéité de la pluie brute tout au long du cycle hydrologique ainsi que la variation de l'ETP en fonction des saisons
- la présence de cycles annuels de variation du niveau piézométrique (avec des réponses lentes et étalées dans le temps), la forte variabilité des amplitudes suivant les piézomètres et l'absence de réponse karstique visible.
- une forte variabilité des concentrations en ions majeurs de la nappe libre de la craie, avec des concentrations parfois proches de celles généralement observées pour les nappes captives.

A l'échelle locale les résultats ont permis de montrer que:

- l'épaisseur de la ZNS varie au sein de la cavité
- l'épaisseur des argiles à silex varie spatialement à l'échelle des parcelles agricoles situées au-dessus de la cavité
- les variations du niveau d'eau des lacs sont hétérogènes spatialement.
- les débits de percolations varient très fortement spatialement et temporellement au sein de la cavité.
- Les concentrations en ions majeurs mesurées dans les eaux souterraines varient fortement d'un site à l'autre.

Quels sont les facteurs qui contrôlent la qualité géochimique et l'hydrodynamique des eaux souterraine de la nappe libre de la craie, à l'échelle régionale et à l'échelle de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud ?

Partie 5. Détermination d'une pluie efficace comme fonction d'entrée du système.

La ZNS peut être considérée comme une boite noire qui modifie un signal d'entrée, la pluie, en un signal de sortie : les chroniques de la piézométrie, du débit de percolation et de la géochimie (concentrations en ions majeurs, conductivité électrique…). Il est donc nécessaire de déterminer quelle quantité de pluie va réellement s'infiltrer en entrée du système (la ZNS). En effet, suivant les conditions (le type d'aquifère, la topographie, le type de sol, la végétation, les pratiques culturales…) une partie importante des précipitations peut sortir du système par évapotranspiration et/ou par ruissellement et ne pas participer à la recharge de la nappe (Figure 5-1).

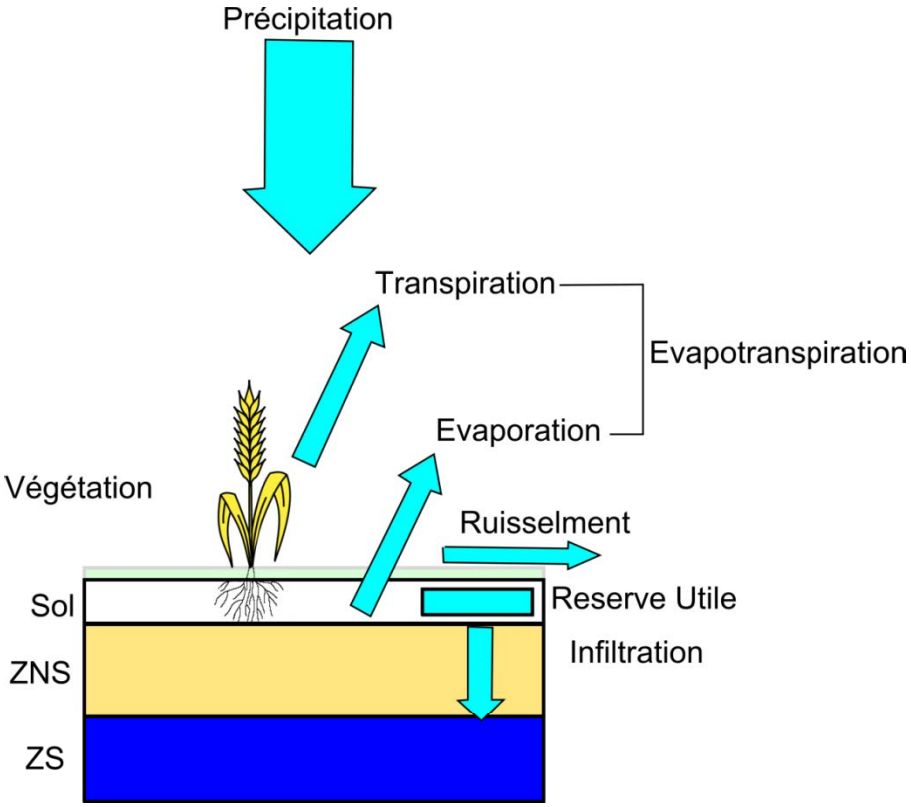


Figure 5-1 : Schéma du bilan hydrique à l'échelle du sol (d'après http://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/eau-sol.htm).

Les pluies classiquement utilisées comme fonctions d'entrées sont la pluie brute(e.g. Valdés et al., 2005, 2006 ; Massei et al., 2010 ; Delbart, 2013 ; Slimani et al., 2009 ; Delbart et al., 2014) et la pluie efficace (e.g. Calver, 1997 ; Valdés, 2005 ; Lee et al., 2006 ; Ireson et al., 2009 ; Ireson et Butler, 2011), auxquelles on peut ajouter des indices de caractérisation de l'intensité et de la durée des évènements pluvieux (Ireson et Butler, 2011).

Le choix d'une pluie comme fonction d'entrée des chroniques pluie/piézométrie et pluie/débits de percolation pose plusieurs questions :

- Quel pas de temps est le plus adapté ?
- Quelles chroniques de pluie brute associer à chacun des piézomètres étudiés ?
- Quelle méthode de calcul de la pluie efficace (et des indices de caractérisation de celle-ci) utiliser ?
- A quel point la pluie choisie comme fonction d'entrée est-elle représentative des flux d'eau s'infiltrant dans la ZNS ? Cette fonction est-elle adaptée à tous types d'événements pluvieux (intensité, durée...) ?

Quatre stations météorologiques Météo France fournissant des chroniques de pluie brute et d'évapotranspiration potentielle (ETP Penman-Monteith) sont disponibles sur la zone d'étude : Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos. Pour chaque piézomètre, la chronique pluviométrique utilisée pour déterminer la fonction d'entrée provient de la station météorologique la plus proche géographiquement (Figure 5-2).

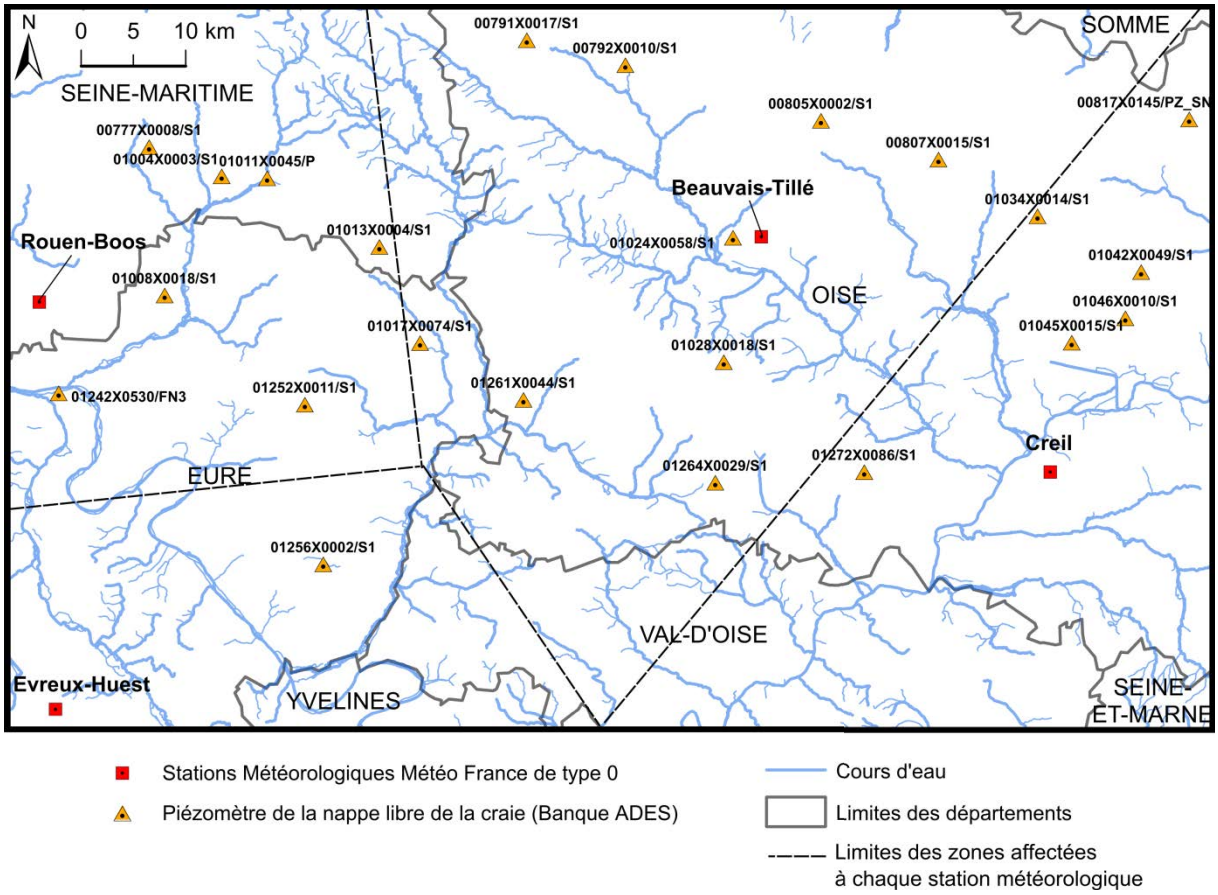


Figure 5-2 : Carte des piézomètres et des stations météorologiques.

Il est cependant évident que la pluie brute et l'ETP varient à l'intérieur de chaque zone attribuée à chacune des stations météorologiques (en fonction de la topographie, du type de végétation, etc.). En ne prenant pas en compte ces variations spatiales, on induit un biais éventuel dans le calcul de la fonction d'entrée.

La partie ci-dessous présente dans un premier temps les fonctions d'entrées classiquement utilisées ainsi que leurs paramètres et leur application à notre cas d'étude. Le calage des paramètres est fait à l'échelle locale pour la carrière de Saint-Martin-le-Nœud. Ces paramètres sont ensuite utilisés pour toute la zone d'étude, à l'échelle régionale.

Dans un deuxième temps, la méthode de calcul de la fonction d'entrée qui sera appliquée dans les parties suivantes est validée en comparant différentes fonctions d'intercorrélation pluies/niveau d'eau dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

Chapitre 1. Les différentes fonctions d'entrées

1.1 La pluie brute

Dans la plupart des études (e.g. Valdés et al., 2005, 2006 ; Massei et al., 2010 ; Delbart, 2013 ; Slimani et al., 2009 ; Delbart et al., 2014) la pluie brute est utilisée pour étudier les relations pluie/piézométrie et pluies/débit. C'est la seule fonction d'entrée qui peut être mesurée directement. Les chroniques de pluie brute utilisées sont celles fournies par Météo France pour les stations de Beauvais-Tillé, Creil, Rouen-Boos et Evreux-Huest. Elles sont décrites Partie 4 (Partie 4.1.1). Les cumuls mensuels de pluie brute des stations de Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé sont relativement « homogènes » d'un mois à l'autre (Figure 5-3). L'observation des chroniques de pluie brute ne permet pas de distinguer des variations saisonnières marquées et donc une période préférentielle de recharge (Figure 5-3). Il est donc nécessaire de calculer une pluie efficace (Peff) qui prenne en compte les pertes d'eaux par évapotranspiration.

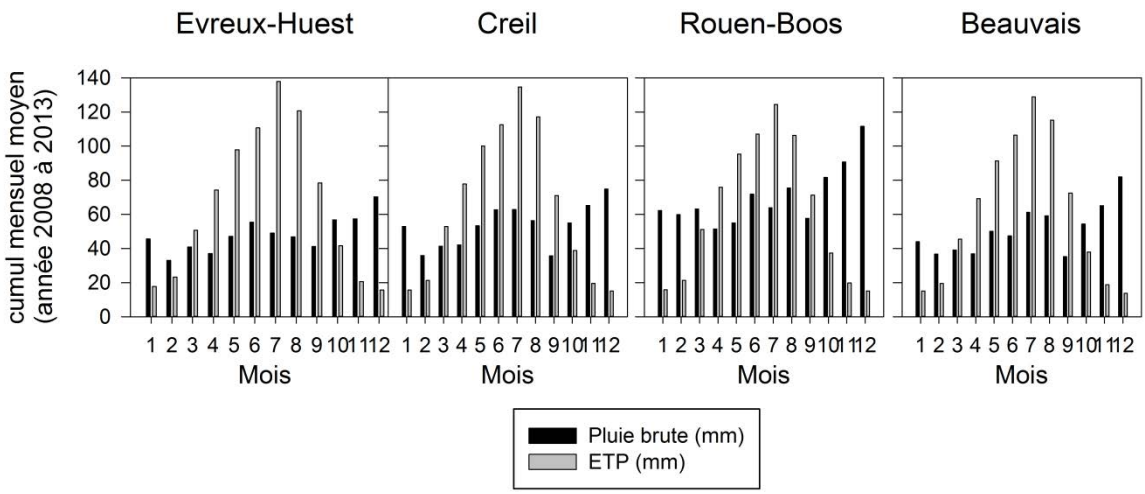


Figure 5-3 : Cumuls mensuels moyens des pluies brutes et de l'ETP (calculés pour les années 2008 à 2013) des stations Météo France de Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais.

Dans le cadre de cette étude, l'utilisation de la pluie brute comme fonction d'entrée pour le traitement du signal des chroniques pluie-piézométrie n'est pas adaptée. Les pertes d'eau par évapotranspiration au printemps et en été doivent être prises en compte.

1.2 La pluie efficace

1.2.1 Définition

La pluie efficace est également souvent utilisée comme signal d'entrée pour l'étude des chroniques pluie/piézométrie et pluie/percolation-infiltration (e.g. Calver, 1997 ; Valdés, 2005 ; Lee et al., 2006 ; Ireson et al., 2009 ; Ireson et Butler, 2011).

Le bilan hydrologique peut s'écrire ainsi (Castany, 1982) :

$$P = Peff\ (R + I) + ETR$$

P=pluie brute ; Peff=pluie efficace ; R=ruissellement ; I=infiltration ; ETR=évapotranspiration réelle.

Sur la craie, le ruissellement est souvent considéré comme relativement faible (Foster, 1975 ; Mathias et al., 2006). Cependant, en cas d'événements pluvieux intenses, de forts ruissellements sont parfois constatés, notamment sur les sols crayeux fortement limoneux dont l'encroutement est favorisé (Robinson et Woodun, 2008 ; Martin et al., 2010). A l'échelle locale, au-dessus de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, les observations sur le terrain ainsi que le témoignage des agriculteurs n'ont pas permis de mettre en évidence de ruissellement. On fera donc l'hypothèse d'un ruissellement nul à l'échelle locale. A l'échelle régionale, la craie est couverte par des formations superficielles d'épaisseurs variables, mais qui restent relativement plus faibles que celles observées en Haute-Normandie. A cette échelle, en l'absence d'informations contradictoires, on fera également l'hypothèse forte d'un ruissellement nul.

La pluie efficace est donc définie ici comme la part des précipitations météorologiques qui donne lieu à des infiltrations jusqu'à la nappe, soit :

$$Peff = P - ETR$$

L'ETR ne peut être mesurée directement et est un paramètre délicat à évaluer (Gilli et al., 2008).

Il convient, dans un premier temps, d'estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est la quantité d'eau théoriquement évaporable (détaillé paragraphe 1.2.2.1).

Dans un deuxième temps, l'ETR pourra être calculée, en prenant en compte la quantité d'eau disponible du sol ou réserve utile maximale (RU_{max}, voir paragraphe 1.2.2.3) :

$$Si\ P_j \geq ETP_j, alors\ ETR_j = ETP_j$$

$$Si\ P_j < ETP_j\ , alors :$$

$$*\ Si\ P_j + RUmax_{j-1} \leq ETP_j\ alors\ ETR_j = P_j + RUmax_{j-1}$$

$$*\ Si\ P_j + RUmax_{j-1} > ETP_j\ alors\ ETR_j = ETP_j$$

Pour obtenir une pluie efficace, il est nécessaire de déterminer la RU_{max} et de calculer l'ETP à chaque pas de temps. La méthode théorique d'évaluation de ces paramètres et son application au cas de cette étude sont détaillées dans les paragraphes suivants.

1.2.2 Paramètres de calcul de la Peff

1.2.2.1 Méthodes de calcul de l'ETP

L'ETP est la quantité d'eau théoriquement évaporable. De nombreuses formules permettent de l'évaluer :

- Formule de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948)
- Formule de Turc (Turc, 1961)
- Formule de Primault (Primault, 1962)
- Formule de Penman ou Penman Monteith (Monteith, 1965).

1.2.2.2 Choix des chroniques d'ETP pour cette étude

Les stations hydrologiques de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos fournissent des chroniques d'ETP calculée par la méthode de Penman-Monteith au pas de temps journalier, décadaire et mensuel. Le calcul de l'ETP avec la méthode de Penman-Monteith est détaillé ci-dessous :

$$ETP = \frac{0{,}408\ \Delta\ (Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273}\ U_2\ (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\ (1 + 0{,}34\ U_2)}$$

- Rn :est le rayonnement net en surface [MJ m^{-2} t^{-1}] ; le calcul de Rn suppose un albedo = 0,23 et une émissivité de la surface = 1. Les rayonnements solaires et thermiques incidents sont disponibles directement (en particulier, le rayonnement thermique incident n'est pas approximé), et le rayonnement thermique depuis la surface est estimé en fonction de la température de l'air, prise comme proxy pour la température de surface,
- G est le flux de chaleur dans le sol [MJ m^{-2} t^{-1}] (négligé au pas de temps journalier),
- T est la moyenne de la température de l'air à 2 m [°C],
- U_2 est la vitesse du vent à 2 m [ms^{-1}], extrapolée de la vitesse à 10 m (Allen et al., 1998)
- e_s est la pression de vapeur d'eau à saturation [kPa], donnée à partir de la température par la relation de Clausius-Clapeyron,
- e_a est la pression de vapeur d'eau à 2 m [kPa],
- Δ est la pente de la relation de Clausius-Clapeyron [kPa°C^{-1}], approximée en fonction de la température (Allen et al., 1998),
- γ est la constante psychrométrique [kPa°C^{-1}], estimée en fonction de la pression atmosphérique (Allen et al., 1998).

Les chroniques d'ETP choisies pour calculer la pluie efficace sont celles fournies par Météo France pour les stations météorologiques de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos (méthode Penman-Monteith).

1.2.2.3 Evaluation de la réserve en eau utile maximale du sol

La RU_{max} est la quantité d'eau maximale disponible pour l'évapotranspiration. Elle dépend de nombreux paramètres tels que la nature du sol, le type de végétation, les pratiques agricoles... La RU_{max} des sols des régions crayeuses de l'Oise varie fortement de 70 mm pour une craie nue à plus de 240 mm pour une craie recouverte d'argiles à silex épaisses (BRGM, 2012).

Localement, au-dessus de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, les résultats des campagnes géophysiques ont montré que l'épaisseur des argiles à silex varie de plusieurs mètres à l'échelle de quelques centaines de mètres, passant d'une craie nue à plusieurs mètres d'argiles à silex (partie 4, paragraphe 2.1.2).

La RU_{max} est donc certainement très hétérogène, même sur de petites zones, et dépend de paramètres difficiles à déterminer.

1.2.2.4 Choix d'une RU_{max} pour cette étude

Le choix a été fait de déterminer une RU_{max} pour toute la zone d'étude à l'échelle régionale, par essais-erreur en s'appuyant sur les données locales de débits de percolation enregistrés dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

Plusieurs RU_{max} ont été testées dans la gamme donnée par l'Atlas hydrogéologique de l'Oise (BRGM, 2012). Les chroniques de Peff ont été calculées avec trois RU_{max} : 70, 100 et 240 mm, et comparées à la percolation enregistrée au lac des Piliers (Figure 5-4).

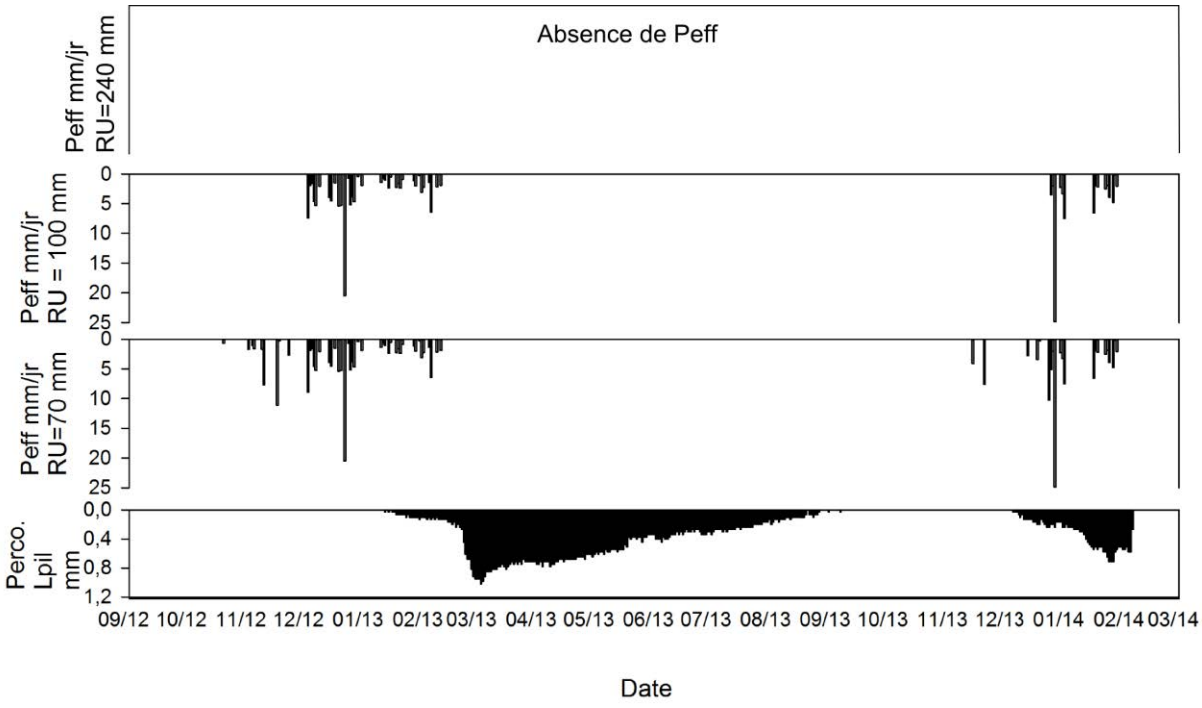


Figure 5-4 : Comparaison des pluies efficaces calculées avec RU_{max} = 70 mm, RU_{max} = 100 mm et RU_{max} = 240 mm (station météorologique de Beauvais-Tillé) et de la percolation au lac des Piliers.

Avec une RU_{max}=240 mm les pluies Peff sont nulles. Seule une RU_{max}=70 mm a permis de reproduire les premiers pics de Peff, au début de la période de recharge tandis qu'avec une RU_{max} plus élevée (ex : 100 mm, Figure 5-4), ces premiers pics sont absents et la percolation précède la Peff.

La RU_{max} est donc fixée à 70 mm.

1.2.3 Méthode de calcul de la Peff

Après avoir fixé la méthode de calcul de l'ETP et de la RU_{max}, on obtient une chronique d'ETR. La pluie efficace peut alors être calculée (Figure 5-5) :

$$Si\ P \geq ETP\ et\ si\ RU = RUmax\ alors, Peff = P - ETR$$

$$Si\ P \geq ETP\ et\ si\ RU < RUmax\ alors, Peff = P - ETR - (Rmax - RU)$$

RU est la quantité d'eau contenue dans le sol (mm)

$$Si\ P < ETP\ alors, PE = 0$$

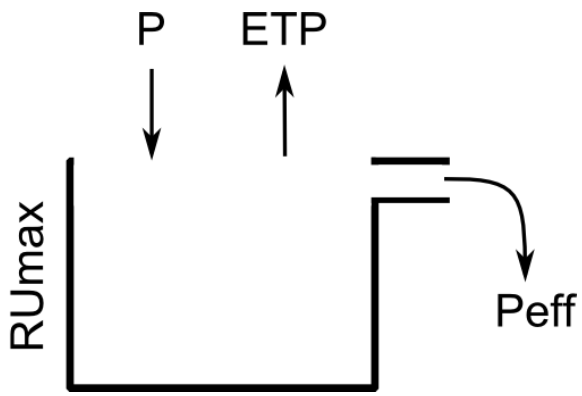


Figure 5-5 : Schéma du modèle conceptuel utilisé pour le calcul de la pluie efficace

Un dernier paramètre doit être fixé : le pas de temps du calcul de la Peff.

1.2.3.1 Choix du pas de temps pour cette étude

Les chroniques de sorties (piézométrie, percolation) utilisées dans cette étude sont au pas de temps journaliers. Les chroniques utilisées comme fonctions d'entrée devront donc être au même pas de temps. Cependant il convient de vérifier l'impact du choix du pas de temps sur la quantification de la pluie efficace. Pour cela, les cumuls annuels de Peff calculés au pas de temps journalier, décadaire et mensuel sont comparés.

Pour simplifier, on utilisera ici les Peff de la station de Beauvais-Tillé (Figure 5-6) obtenus pour les cycles hydrologiques de 2009/2010 à 2012/2013.

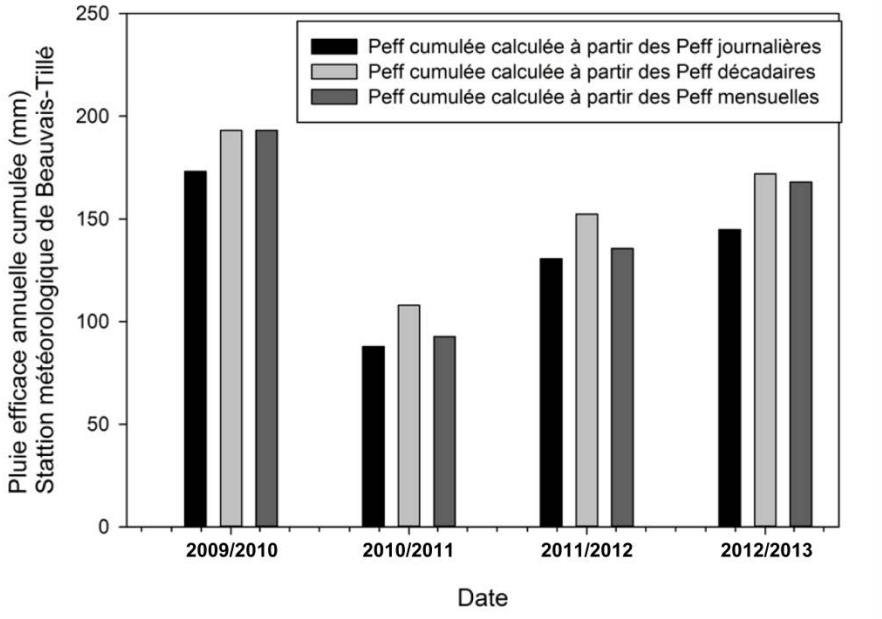


Figure 5-6 : Comparaison des Peff cumulées au pas de temps journalier, décadaire et mensuel en 2009/2010, 2010/2011, 2011/2012 et 2012/2013.

Au pas de temps journalier, les cumuls de Peff calculés sont légèrement plus faibles tandis que ceux calculés au pas de temps décadaires sont légèrement plus forts. Globalement le pas de temps a un impact relativement faible sur la quantification de la Peff (écart maximum de 20%, obtenu l'année 2010/2011).

Le choix du pas de temps pour le calcul de Peff n'a qu'un faible impact. La pluie efficace sera calculée au pas de temps journalier (pas de temps le plus fin).

1.2.4 Pluie efficace calculée

La Peff ainsi calculée est présentée pour les années de l'étude (2011 à 2014 ; Figure 5-7). Les chroniques complètes sont mises en annexe (Annexe 6).

La pluie efficace est concentrée sur quelques mois en automne/hiver. Les pluies brutes du printemps et de l'été sont entièrement reprises par une forte évapotranspiration, due aux fortes températures et à la croissance des végétaux durant cette période. La pluie efficace est concentrée sur quelques mois en automne/hiver. Les pluies brutes du printemps et de l'été sont entièrement reprises par une forte évapotranspiration, due aux fortes températures et à la croissance des végétaux durant cette période.

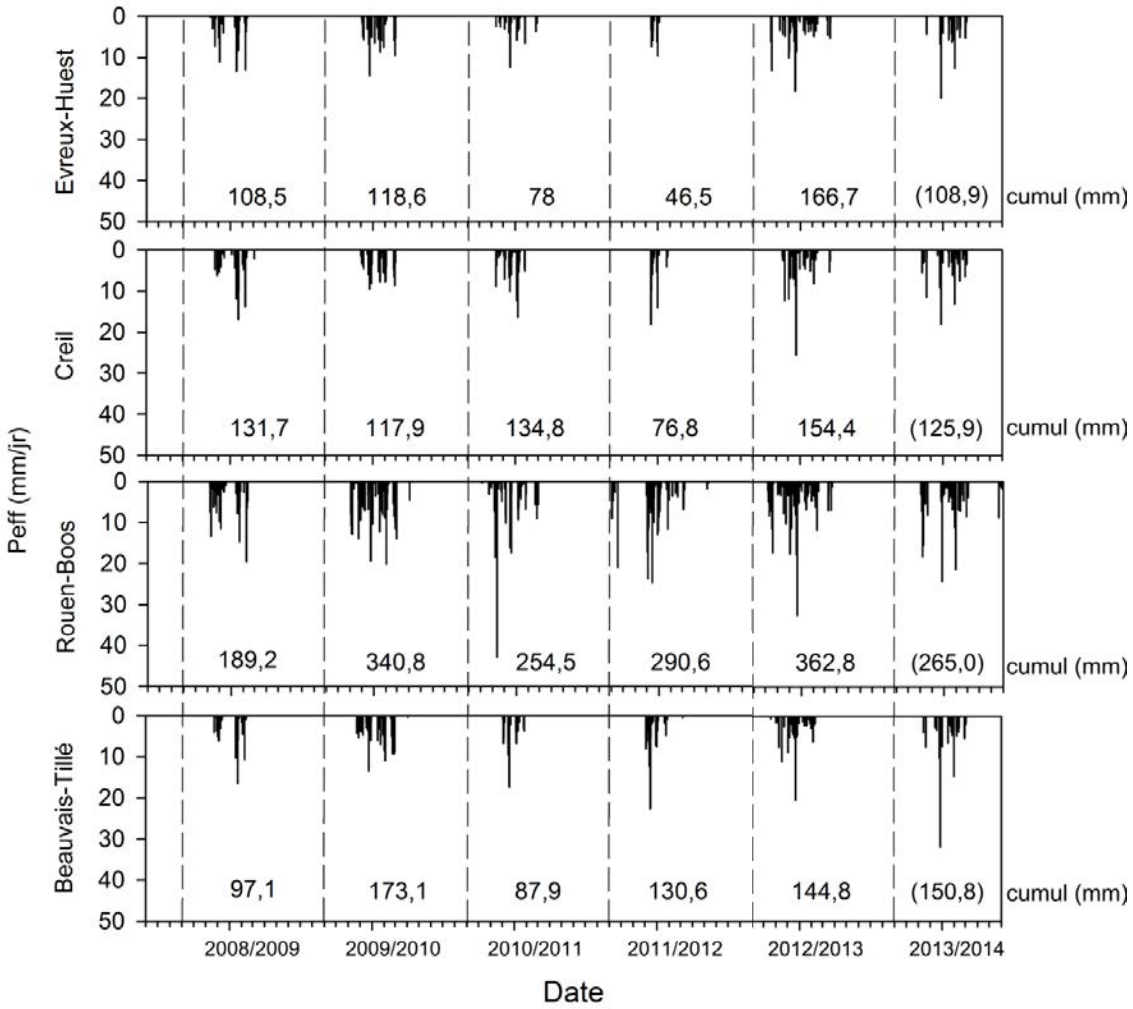


Figure 5-7 : Pluies efficaces journalières (ETP Penman_Monteith Météo-France, RU_{max}=70 mm) calculées pour les stations météorologiques de Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos et Beauvais-Tillé et cumuls par cycle hydrologique (mm).

La moyenne des Peff annuelles calculée pour les cycles hydrologiques 2008/2009 à 2012/2013 varie spatialement de 104±45 mm à Evreux-Huest à 287±69 mm à Rouen-Boos. Ces chiffres sont cohérents avec ceux donnés par le BRGM pour la région Picardie (BRGM, 2012).

Tableau 5-1 : Pluies efficaces cumulées des années hydrologique 2008/2009 à 2012/2013.

	Pluie efficace journalière cumulée			
	Evreux-Huest	Creil	Rouen-Boos	Beauvais-Tillé
2008/2009	108,5	131,7	189,2	97,1
2009/2010	118,6	117,9	340,8	173,1
2010/2011	78	134,8	254,5	87,9
2011/2012	46,5	76,8	290,6	130,6
2012/2013	166,7	154,4	362,8	144,8
Moyenne	103,7	123,1	287,6	126,7
Ecart-type	45,1	29,0	69,4	34,9

La variation interannuelle des Peff est différente selon les stations (Figure 5-8).

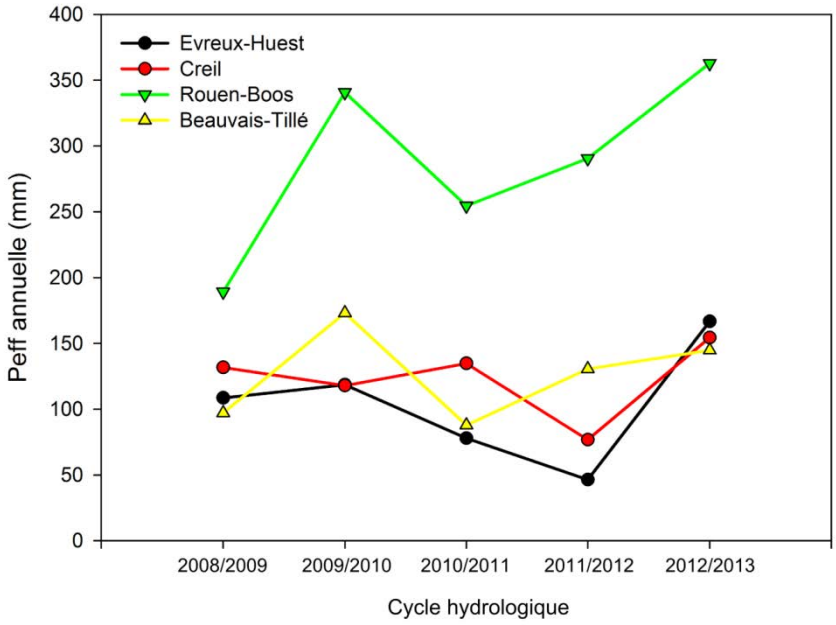


Figure 5-8 : Pluie efficace cumulée en mm des stations d'Evreux-Huest, Creil, Rouen-Boos, et Beauvais-Tillé, année hydrologique 2008/2009 à 2012/2013.

Chapitre 2. Validation de l'utilisation de la Peff comme fonction d'entrée du système.

Afin de valider l'utilisation de la Peff comme fonction d'entrée du système pour l'étude des chroniques piézométrie/débits/géochimie pour toute la suite de l'étude, à l'échelle locale comme à l'échelle régionale, les réponses impulsionnelles obtenues avec différentes fonctions d'entrée sont comparées : cette comparaison est faite à l'échelle locale, en utilisant en entrée les chroniques de P et de Peff pour la station de Beauvais-Tillé et en sortie, la chronique de niveau d'eau du lac des Piliers (lac souterrains de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud présentant la chronique la plus longue ; Figure 5-9).

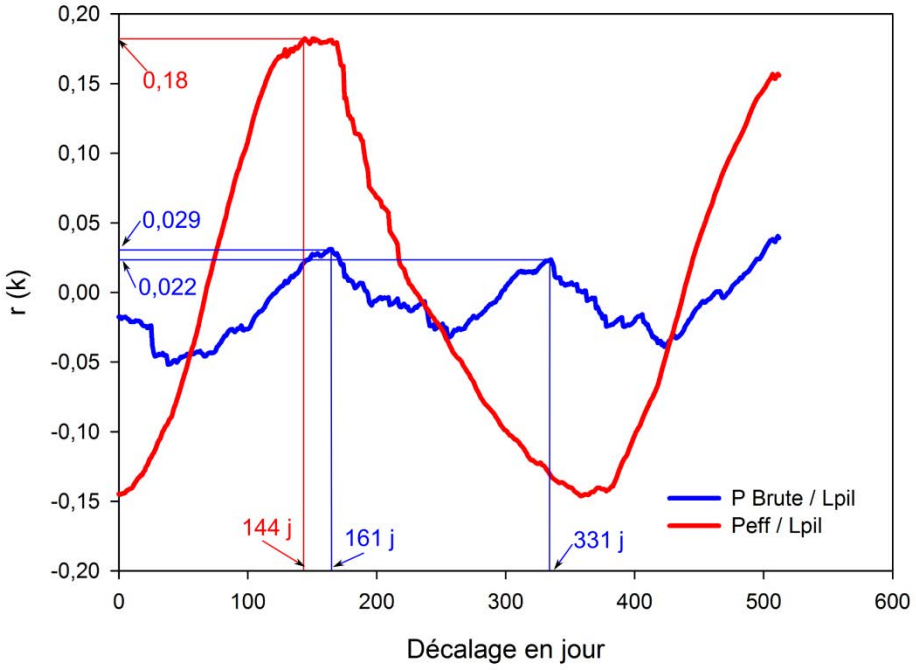


Figure 5-9 : Intercorrélation Pluies (brute, efficace) / Niveau d'eau au lac des Piliers (chronique complète : 2009-2013)

Les fonctions d'intercorrélation ainsi calculées présentent des caractéristiques différentes : Le coefficient de corrélation maximal ($r(k)_{max}$) le plus élevé (0,18) est obtenu pour l'intercorrélogramme utilisant la pluie efficace comme fonction d'entrée. La fonction de corrélation obtenue avec la pluie brute présente deux pics de réponse sur une période inférieure à un an, avec des $r(k)_{max}$ très faibles de l'ordre de 0,002. Ces deux pics sont dus au fait que la pluie brute montre une faible cyclicité

saisonnière, avec des pluies relativement plus abondantes en été et en hiver et relativement plus faibles au printemps et en automne.

La pluie efficace semble donc être le signal d'entrée le plus adapté et sera utilisée dans la suite de l'étude.

Quelle est la pertinence de cette pluie ?

En comparant la chronique de pluie efficace avec celles des niveaux d'eaux enregistrées à Saint-Martin-le-Nœud (lac des Piliers), on observe que les amplitudes annuelles des niveaux d'eau des lacs dans la cavité ne sont pas corrélées avec les cumuls annuels de Peff à Beauvais-Tillé (Figure 5-10). A l'échelle régionale, on observe également cette mauvaise corrélation, en particulier pour les piézomètres situés à proximité des stations de Beauvais-Tillé et d'Evreux-Huest et pour certains piézomètres situés à proximité de Rouen-Boos et de Creil (Figure 5-10). Pour la période 2010/2013, seuls sept piézomètres montrent une corrélation positive entre la Peff et l'amplitude. La non-linéarité des relations entre la Peff et les variations piézométriques sera discutée en conclusion de la thèse.

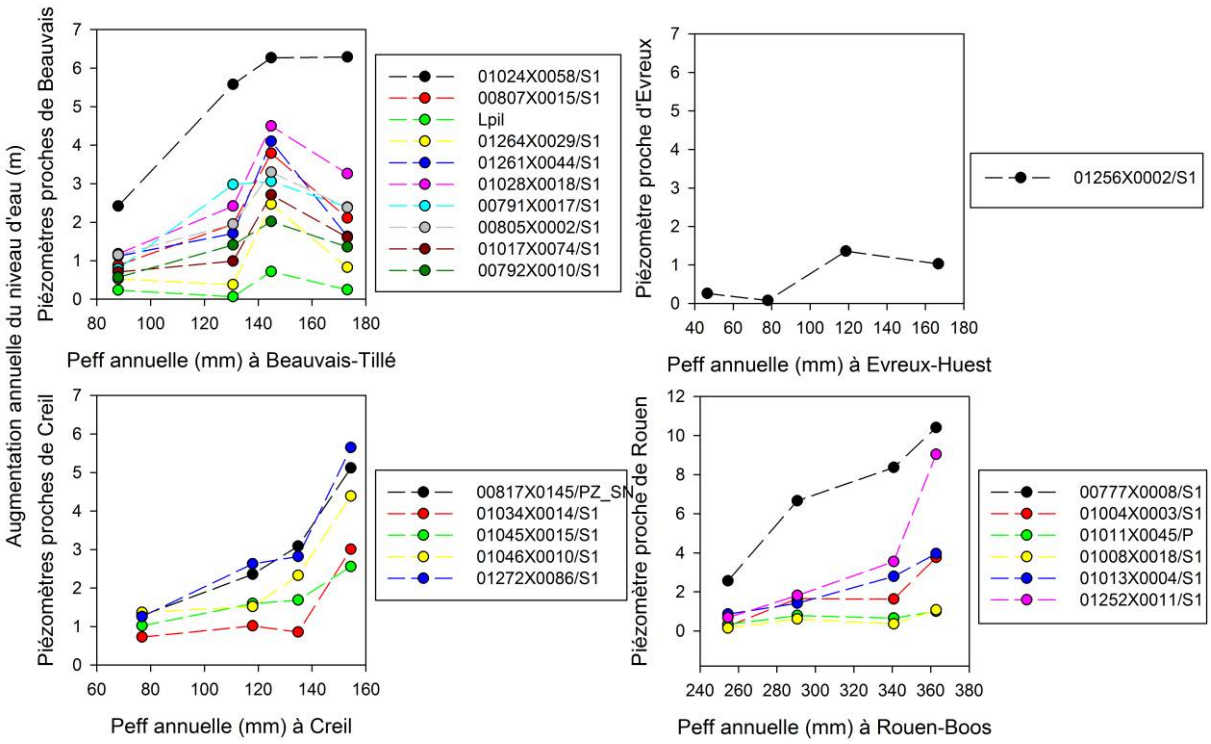


Figure 5-10 : Comparaison de la pluie efficace annuelle cumulée à Beauvais-Tillé avec l'augmentation annuelle de la piézométrie de la nappe de la craie (année 2010 à 2013).

Les caractéristiques des précipitations (intensité, durée...) peuvent influer sur la part de l'eau qui s'infiltre dans la ZNS de l'aquifère crayeux et sur le mode de transfert des eaux au sein de la ZNS. Ainsi, des pluies très intenses vont favoriser des transferts rapides par la fracturation (Brouyère et al., 2004b ; Mathias et al., 2006 ; Lee et al., 2006 ; Ireson et Butler, 2011). Des indices de caractérisation de la pluie efficace ont ainsi été proposés : Ireson et Butler (2011) utilisent un indice de caractérisation des pluies (ICP) qui prend en compte la durée de l'évènement pluvieux (D) ainsi que l'intensité moyenne de l'évènement (I), ajusté de manière empirique pour leur étude ($ICP=I*D^{2/3}$). Pour pouvoir déterminer un indice pertinent, il est nécessaire de posséder des chroniques de pluie efficace et de débits de percolation/niveau d'eau suffisamment longues pour déterminer (statistiquement) les seuils (d'intensité, de durée...) qui impactent la quantité et les modes d'infiltration. La durée de l'étude ne permet pas encore de proposer ce type d'indice.

Les pluies efficaces journalières, calculées à partir de la pluie brute et de l'ETP fournies par les stations météorologiques de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos (Météo France), et avec des paramètres fixés pour la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, seront utilisées dans le reste de l'étude.

Partie 6. Caractérisation du fonctionnement de la nappe libre de la craie à l'échelle régionale.

Les études hydrogéologiques à l'échelle régionale permettent d'étudier des contextes géologiques (fracturation, nature et épaisseur de la ZNS y compris des formations superficielles...), climatiques (volume et intensité des pluies), et anthropiques (usages des sols, usages de la nappe...) variés. En croisant ces différentes caractéristiques avec la distribution spatiale de la géochimie et de l'hydrodynamique des eaux souterraines de la craie, ces études permettent de remonter aux processus physicochimiques et au rôle de chaque facteur. Ces études s'appuient généralement sur des bases de données très riches (forte densité de points, nombreux paramètres) et de bonne qualité telle que la Banque ADES en France.

De nombreuses études s'intéressant à une l'échelle régionale ont porté sur la caractérisation des aquifères crayeux en Angleterre (Pitman, 1978 ; Downing et al. 1979 ; Edmunds et al. 1987, 1993 ; Stuart et Smedley, 2009), et en France dans le Bassin de Paris (Edmunds et al., 1993 ; Kloppmann et al., 1994, 1996, 1998) et notamment, en Normandie, où la craie est largement karstifiée (Valdés, 2005 ; Slimani et al., 2009 ; El Janyani, 2012). La plupart de ces études ont porté sur la caractérisation géochimique des aquifères (ions majeurs, pesticides, éléments traces, isotopes...) par des approches statistiques et cartographiques (Pitman, 1978 ; Downing et al. 1979 ; Edmunds et al. 1987, 1993 ; Kloppmann et al., 1998 ; Valdés, 2005 ; Stuart et Smedley, 2009) et plus rarement sur l'hydrodynamique de la nappe par l'intermédiaire de l'étude des chroniques piézométriques (Valdés, 2005 ; Slimani et al., 2009 ; El Janyani, 2012).

Les études hydrogéochimiques régionales des zones peu ou pas karstifiées ont montré que la géochimie des eaux de la nappe libre de la craie était relativement stable et homogène (Edmunds et al., 1987, 1993 ; Stuart et Smedley, 2009), mettant en évidence que les aquifères crayeux non karstiques libres sont le plus souvent caractérisés par des temps de transferts très longs gouvernés par la matrice, l'eau circulant par la fracturation ayant une signature chimique similaire à l'eau matricielle (Downing et al., 1979). A cette échelle, les transferts rapides par la fracturation représentent généralement une très faible part des écoulements. Ces études ont également montré l'augmentation des concentrations en SO_4^{2-}, Mg^{2+} et Na^+ des eaux de la nappe sous recouvrement par des dépôts Tertiaires (Kloppmann et al., 1994) et là où la nappe devient captive, une diminution des ions NO_3^- et de l'O_2 dissous

(Edmunds et al., 1987 ; Kloppmann et al., 1994, 1998 ; Stuart et Smedley, 2009). Dans des aquifères crayeux karstiques, la variabilité temporelle de la géochimie est plus marquée notamment en ce qui concerne les ions NO_3^- (Valdés, 2005). Cette variabilité s'explique par l'existence des transferts rapides à travers les réseaux de conduits (e.g. Macdonald et al., 1998 ; Valdés, 2005). Dans le Nord du département de la Seine Maritime, Valdés et al. (2014) ont montré l'augmentation des concentrations en ions provenant de la surface sous les fortes épaisseurs d'argiles à silex et de Lœss, traduisant la concentration des écoulements par les fortes épaisseurs d'argiles à silex dans des points d'engouffrements (à l'origine de transferts rapides de polluants jusqu'à la nappe).

Les études hydrodynamiques régionales s'appuyant sur l'analyse des chroniques piézométriques ont montré :

- Une forte variabilité des réponses aux événements pluvieux et l'existence de vitesses de transferts très élevées (Macdonald et al., 1998 ; Valdés, 2005).
- Une forte hétérogénéité spatiale des fluctuations annuelles de la nappe de la craie (El Janyani et al., 2012).
- Une atténuation de la fluctuation annuelle de la nappe sous les plus fortes épaisseurs d'argiles à silex (Slimani et al., 2009 ; El Janyani et al., 2012).

Ces résultats ont permis de mettre en évidence que l'hydrodynamique de la nappe de la craie dépend fortement de l'état de fracturation et de karstification de la ZNS, et que la part d'eau circulant lentement par la matrice est très hétérogène d'un site à l'autre (Valdés, 2005). Les réactions rapides et systématiques aux événements pluvieux ont prouvé le fonctionnement parfois karstique de l'aquifère de la craie avec la présence de transferts rapides à travers les réseaux de conduits (e.g. Macdonalds et al. 1998 ; Valdés, 2005). La forte variabilité spatiale des fluctuations annuelles de la nappe dépend notamment de l'épaisseur des argiles à silex qui vont atténuer le signal en stockant une partie des eaux de pluie (Slimani et al., 2009 ; El Janyani et al., 2012).

La zone étudiée ici est située au Nord-Ouest du Bassin de Paris (Figure 6-1). Elle s'étend de 120 km d'Est en Ouest sur 65 km du Nord au Sud, recoupant les villes de Beauvais, Creil, Evreux et Rouen. On peut distinguer trois sous-zones caractérisées par des formations superficielles de natures et d'épaisseurs différentes : une zone au

centre avec de faibles épaisseurs d'argiles à silex, une zone à l'Est où la craie est couverte par de fortes épaisseurs d'argiles à silex et de Lœss et une zone à l'Est et au Sud où la craie est couverte par de fortes épaisseurs de dépôts argilo-sableux du Tertiaire. La zone est couverte par 22 piézomètres qui enregistrent le niveau piézométrique en continu et par 136 points d'eau qui font l'objet de suivis ponctuels de la qualité géochimique (données fournies par la Banque ADES).

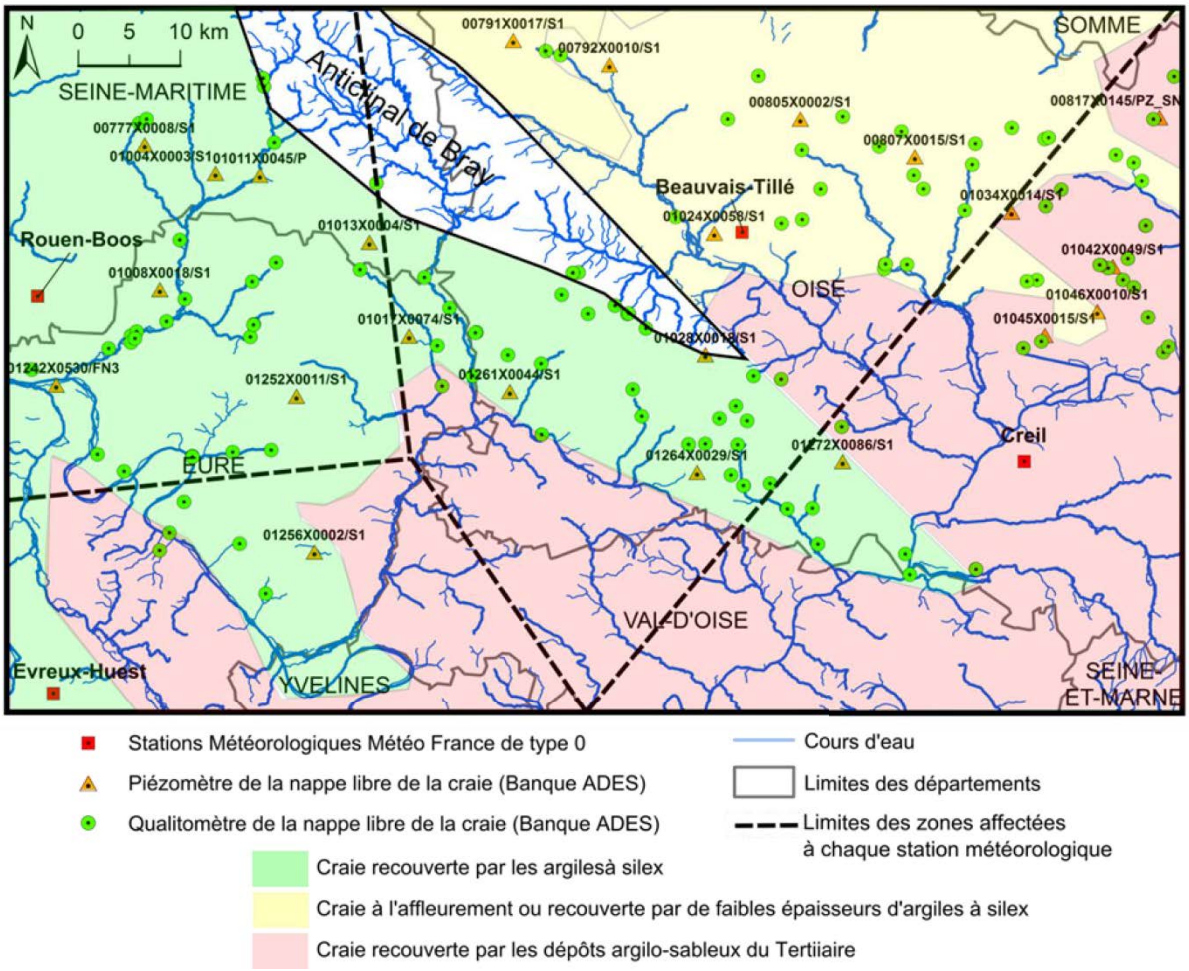


Figure 6-1 : Carte de la région étudiée avec les stations météorologiques, les piézomètres et les qualitomètres utilisés.

Contrairement au site de Saint-Martin-le-Nœud où les eaux de la ZNS sont accessibles, à l'échelle régionale, les eaux de la nappe étudiée sont un mélange entre les eaux provenant de la ZNS et les flux latéraux provenant de la ZS amont (Figure 6-2).

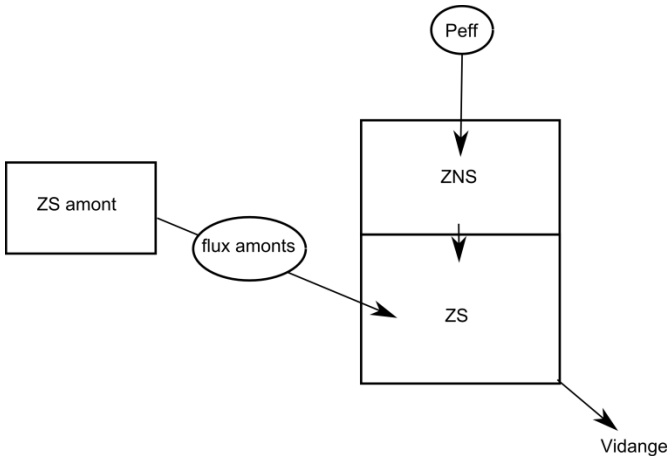


Figure 6-2 : Schéma des écoulements participant à la recharge et à la vidange de la nappe.

Dans cette sixième partie, l'objectif est d'étudier comment les facteurs géologiques (nature et épaisseur de la ZNS y compris des formations superficielles), climatiques (caractéristiques de la Peff) et anthropiques (usage des sols) contrôlent le fonctionnement de l'aquifère de la nappe libre de la craie à l'échelle régionale. Pour cela, on cherche à mettre en évidence les liens éventuels entre la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques et géochimiques et les différents facteurs.

Deux approches complémentaires sont mises en place :

- L'étude de la distribution spatiale de la géochimie des eaux de la nappe de la craie en utilisant les données fournies par les qualitomètres présents sur la zone d'étude (concentrations en ions majeurs et en Atrazine).
- L'étude hydrodynamique de la nappe de la craie via (1) des méthodes de traitement du signal (fonction d'intercorrélation, d'autocorrélation et de densité spectrale) appliquée à des chroniques de Peff (calculée dans le chapitre 5) / piézométrie, à différentes échelles spatio-temporelles ; et (2) l'étude de la variabilité temporelle de la qualité chimique des eaux de la nappe.

Ces approches seront traitées dans les deux premiers chapitres.

Le troisième chapitre cherchera à synthétiser les conclusions des parties précédentes et à proposer une vision globale du fonctionnement de la nappe de la craie et des facteurs de contrôle à l'échelle régionale.

Chapitre 1. Distribution spatiale de la géochimie de la nappe libre de la craie

Les eaux de la nappe libre de la craie ont un faciès bicarbonatées-calciques. Cependant, de nombreux processus (dilution par les eaux de pluie, concentration par évapotranspiration, dissolution, échanges cationiques...) peuvent faire varier les concentrations en ions majeurs (Edmunds et al., 1987 ; Kloppmann et al., 1994 ; Valdés, 2005 ; Stuart et Smedley, 2009). Ces processus dépendent fortement du contexte climatique géologique, hydrogéologique et anthropique.

L'objectif est ici (1) d'étudier la distribution spatiale de la géochimie des eaux de la nappe libre de la craie (concentration en ions majeurs et en Atrazine) puis d'analyser les liens existants entre ces différents paramètres et (2) de croiser l'organisation spatiale de la géochimie avec le contexte géologique (épaisseur de la ZNS, nature et épaisseur des formations superficielles) et anthropique (usages des sols) pour mettre en évidence les facteurs de contrôle de la géochimie de la nappe de la craie.
Pour cela, deux approches, cartographique et statistique, seront couplées.

A l'échelle régionale, 136 qualitomètres implantés dans la nappe libre de la craie de la zone d'étude ont été sélectionnés (Figure 6-1). Chaque qualitomètre a fait l'objet d'un nombre variable de mesures (de 1 à 54) entre 1986 et 2013.
Pour chaque qualitomètre, les moyennes des concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^-) et en Atrazine (pesticide très couramment détecté dans les eaux souterraines) ont été calculées. On obtient ainsi une valeur par piézomètre pour chaque paramètre.

Avant de pouvoir étudier la variabilité spatiale de la géochimie il faut s'assurer que la variabilité temporelle pour chaque point de mesure est faible. Afin d'analyser la variabilité temporelle, pour chaque site, l'écart-type et le coefficient de variation des ions Ca^{2+} et NO_3^- ont été calculés (malgré le faible nombre de mesure). Seuls les qualitomètres répondant aux critères ci-dessous ont été conservés (Figure 6-3) : (1) le coefficient de variation de la concentration en Ca^{2+} est inférieur à 10% (3 qualitomètres ne respectant pas ce critère ont été supprimés) et (2) le coefficient de variation de la concentration en NO_3^- est inférieur à 25% avec un écart-type inférieur à 5 (14 qualitomètres ne répondant pas à ce critère n'ont pas été pris en compte).

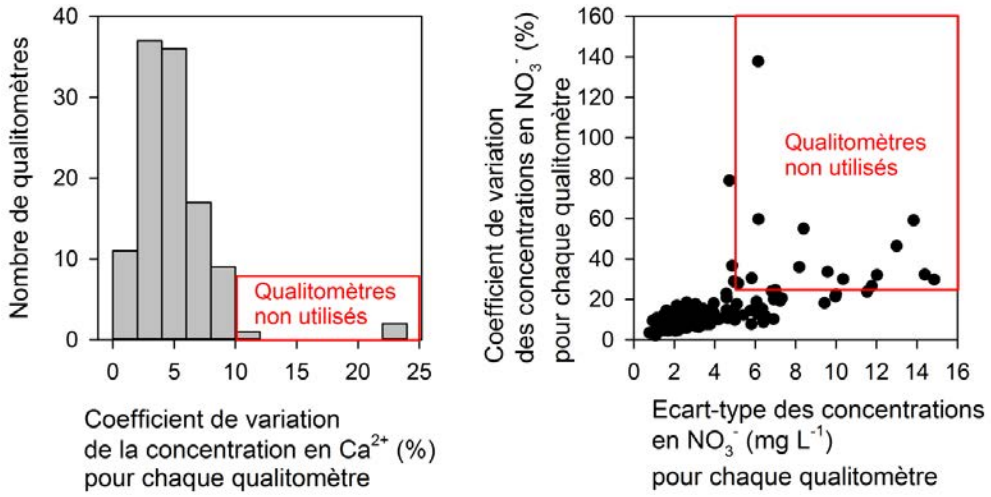


Figure 6-3 : Distribution des qualitomètres en fonction du coefficient de variation et de l'écart-type des ions Ca^{2+} et NO_3^- et mise en évidence des qualitomètres non utilisés pour étudier la variabilité spatiale de la géochimie.

Pour les autres qualitomètres, la variabilité temporelle de la géochimie est considérée comme faible devant l'hétérogénéité spatiale.

Les statistiques des concentrations en ions majeurs et en Atrazine (moyenne, écart-type, coefficient de variation, valeur minimale et maximale) de l'ensemble des moyennes temporelles de chaque point d'échantillonnage (qualitomètre) sont présentées Tableau 6-1. Ces statistiques permettent de décrire de manière très générale l'importance de la variabilité spatiale des paramètres géochimiques.

Tableau 6-1 : Statistiques des concentrations moyennes en ions majeurs et Atrazine de 160 qualitomètres présents sur la zone d'étude (nappe libre de la craie ; Banque ADES).

			Concentration en ions majeurs (mg L^{-1}) et en Atrazine (µg L^{-1})								
Statistiques	Altitude (mNGF)	Profondeur d'investigation maximale (m)	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Atrazine
Moyenne	84	31	339	119	8,5	2,2	10,0	20,3	19,2	32,2	0,045
Ecart-type	42	20	31	16	6,3	2,1	11,3	13,2	24,6	13,7	0,077
Coeff. Var. (%)	50	65	9,1	13,4	74,1	95,4	113	65	128	42,5	171
Min	9	2	265	85	2,7	0,6	4,6	9,7	3,4	4,1	0,0
Max	201	86	467	190	31	13,5	127,6	137,7	172,5	75,2	0,54

Les ions Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^- ainsi que l'Atrazine possèdent des coefficients de variation très élevés (entre 42,5 et 171 %) montrant une forte variabilité spatiale des concentrations de ces ions.

Les ions HCO_3^- et Ca^{2+} possèdent des coefficients de variation faibles (de 9 à 13 %). La variabilité spatiale de ces paramètres est moins marquée.

La question est maintenant de savoir si cette variabilité est organisée spatialement ?

1.1 Approche cartographique. Comparaison de la distribution spatiale de la géochimie et des paramètres géologique, hydrogéologique et d'occupation des sols

Le but de cette partie est de déterminer si la variabilité spatiale de la géochimie de la nappe libre de la craie est organisée spatialement et de comparer la distribution spatiale de la géochimie à la distribution spatiale des paramètres géologiques, hydrogéologiques et d'occupation des sols.

Pour cela, les cartes des concentrations en ions majeurs et en Atrazine ont été réalisées (Figure 6-4). Ces cartes sont comparées à la carte topographique (MNT), à la carte hydrogéologique de la nappe de la craie, à la carte géologique et à la carte d'occupation des sols (CLC).

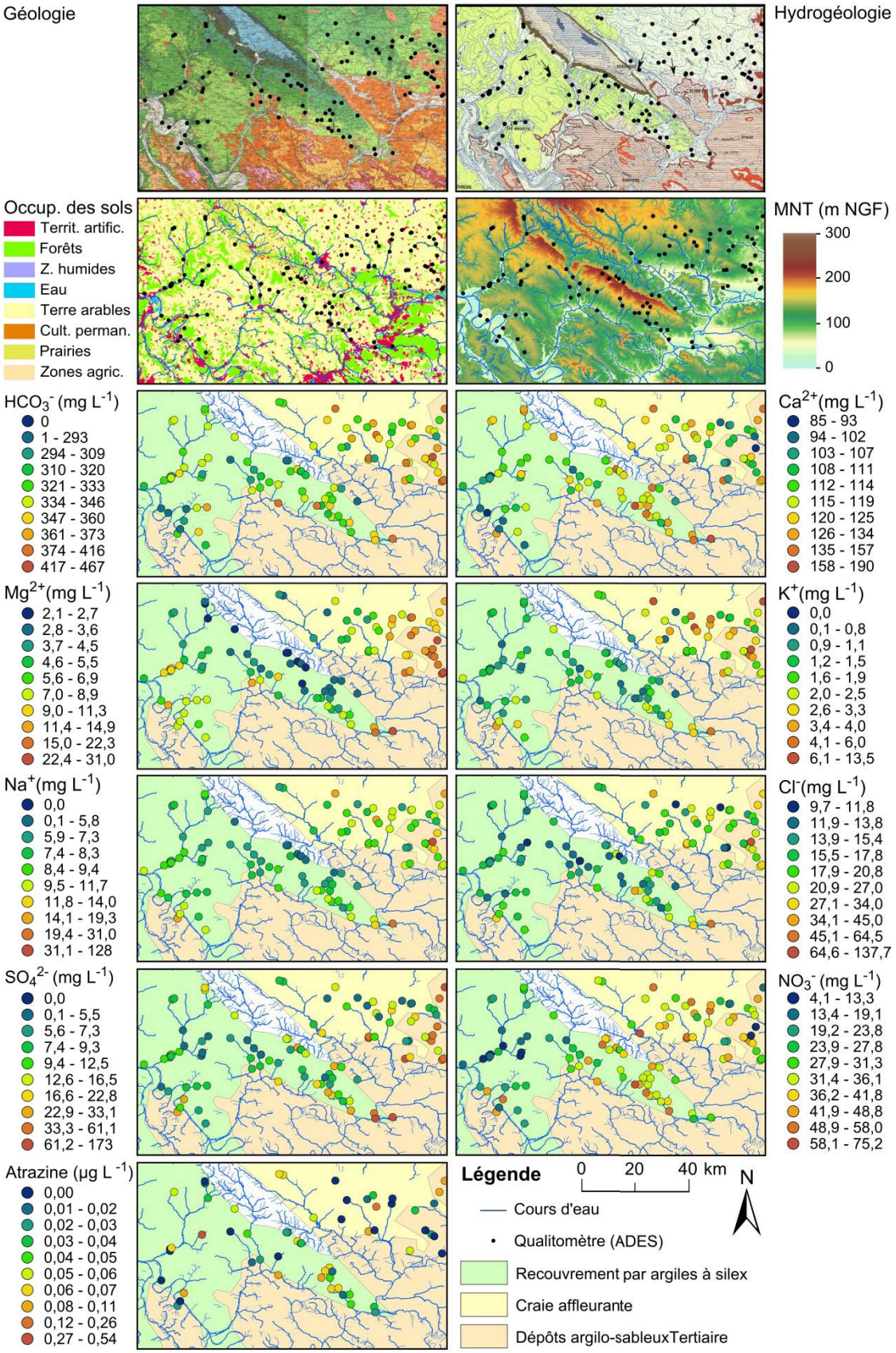


Figure 6-4 : Cartes régionales des concentrations moyennes en ions majeurs (Cl^-, NO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, SO_4^{2-}) et en Atrazine (Données ADES) de la nappe libre de la craie comparées aux cartes géologique, hydrogéologique (BRGM ; voir légende Partie 2), topographique (MNT) et d'occupation des sols (CLC ; voir légende détaillée Partie 2).

Suivant les paramètres, la répartition spatiale des concentrations est différente.

- Les paramètres bien organisés spatialement

On observe une augmentation générale des concentrations en Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, K^{+} et Cl^{-}, à l'Est et au Sud de la zone d'étude. Cette zone correspond à la partie de l'aquifère crayeux qui est recouverte par des dépôts argilo-sableux d'âge Tertiaire, mais où la nappe est encore libre (avant de devenir captive en allant vers l'Est).

- Les paramètres peu ou pas organisés spatialement

La répartition spatiale des ions Ca^{2+}, HCO_3^{-} et NO_3^{-} et de l'Atrazine est différente de celle des précédents ions. Il est difficile de distinguer une organisation spatiale claire. L'observation des cartes n'a pas permis de mettre en évidence de liens avec le contexte géologique, hydrogéologique et topographique.

Les concentrations en HCO_3^{-} présentent une faible variabilité spatiale ce qui explique la difficulté de distinguer une organisation spatiale claire.

L'Atrazine est très souvent proche ou en dessous de la limite de détection. De ce fait, il est difficile d'interpréter sa variabilité spatiale.

Les concentrations en NO_3^{-} semblent cependant pouvoir être reliées à l'occupation des sols (Figure 6-4). Les qualitomètres présentant les concentrations les plus élevées sont situés dans les zones à dominance agricole tandis que les concentrations les plus faibles sont généralement observées dans les zones de forêts ou dans les zones urbanisées le long de l'Oise, sous forte couverture Tertiaire. Dans cette dernière zone, des phénomènes de dénitrification pourraient avoir lieu (Kloppmann et al., 1998).

Contrairement à notre étude, Valdés et al. (2014) montrent pour le département de l'Eure situé plus à l'Ouest une forte organisation spatiale de tous les ions majeurs (y compris HCO_3^{-} et NO_3^{-}). Ils ont également montré que ces ions sont très liés statistiquement. Pour aller plus loin dans la compréhension des processus qui contrôlent l'organisation spatiale de la géochimie, une approche statistique est également utilisée dans notre étude.

1.2 Approche statistique. Origine des ions

Afin d'étudier plus finement les relations entre les ions majeurs, l'Atrazine et l'altitude et la profondeur d'investigation des qualitomètres, la matrice des corrélations de ces paramètres a été calculée (Tableau 6-2). Il aurait été intéressant d'utiliser d'autres paramètres tels que l'épaisseur de la ZNS, la perméabilité de la craie, l'épaisseur et la nature précise des formations superficielles... Ces paramètres seraient plus pertinents mais ne sont pas disponibles.

Tableau 6-2 : Matrice des corrélations des concentrations en ions majeurs, de l'altitude et de la profondeur d'investigation des qualitomètres (données fournies par la Banque ADES).

	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Atrazine	Altitude	Profondeur d'investigation
HCO3-	1,00	0,08	**-0,29**	-0,05	-0,12	-0,13	-0,05	0,00	0,08	**0,33**	0,06
Ca2+		1,00	0,02	**0,31**	**0,35**	**0,68**	**0,68**	0,08	**0,25**	0,04	-0,09
Mg2+			1,00	**0,42**	**0,52**	**0,38**	**0,62**	**-0,21**	-0,01	**-0,37**	**0,32**
K+				1,00	**0,76**	**0,55**	**0,39**	0,15	**0,38**	0,02	**0,19**
Na+					1,00	**0,73**	**0,58**	-0,07	**0,22**	**-0,27**	**0,22**
Cl-						1,00	**0,65**	**0,17**	**0,33**	**-0,18**	0,02
SO42-							1,00	**-0,28**	0,11	**-0,32**	**0,17**
NO3-								1,00	**0,30**	**0,35**	**-0,19**
Atrazine									1,00	**0,32**	0,09
Altitude										1,00	**0,19**
Profondeur investigation											1,00

En gras, valeurs significatives (hors diagonale) au seuil alpha=0,050 (test bilatéral)

Seuls les ions Na^+ et Cl^- sont plutôt bien corrélés (r=0,76). Les autres paramètres montrent des corrélations plutôt faibles, notamment les ions HCO_3^- et Ca^{2+}. Il n'a pas été possible de mettre en évidence de lien entre les ions majeurs et l'épaisseur de la ZNS ou l'altitude des qualitomètres (|r| < 0,39).

Pour aller plus loin, il est nécessaire de représenter graphiquement les relations entre deux ions ou deux groupes d'ions. Les relations entre Na^+ et Cl^- et entre Ca^{2+} et HCO_3^- sont notamment analysées.

Na^+ et Cl^-

La bonne corrélation entre Na^+ et Cl^- pourrait montrer une origine commune de ces ions. Dans la littérature, ces deux ions sont principalement d'origine météorique (Edmunds et al., 1987 ; Kloppmann et al., 1998 ; Valdés, 2005 ; Valdés et al., 2014).

La pollution des eaux par le NaCl utilisé pour le salage des routes en hiver est une autre source possible pour ces deux ions. Cependant ces pollutions sont très ponctuelles et il est peu probable qu'elles influencent la moyenne des concentrations pour chaque point de mesure. Afin de tester l'hypothèse d'une origine météorique, les concentrations en meq L^{-1} des ions Na^+ en fonction des ions Cl^-, ainsi que la droite des eaux météoriques, ont été représentées (Figure 6-5). Les ratios Na^+/Cl^- ont également été cartographiés (Figure 6-6).

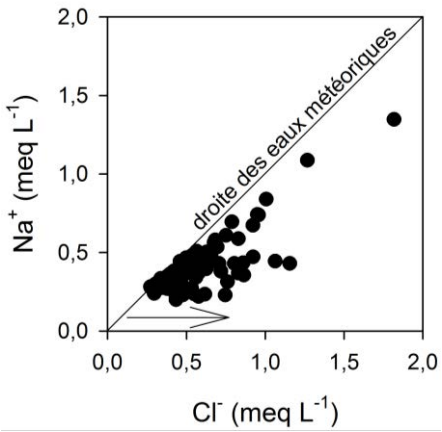


Figure 6-5 : Na^+ vs Cl^- (meq L^{-1}). La droite théorique des eaux météorique est représentée en noir.

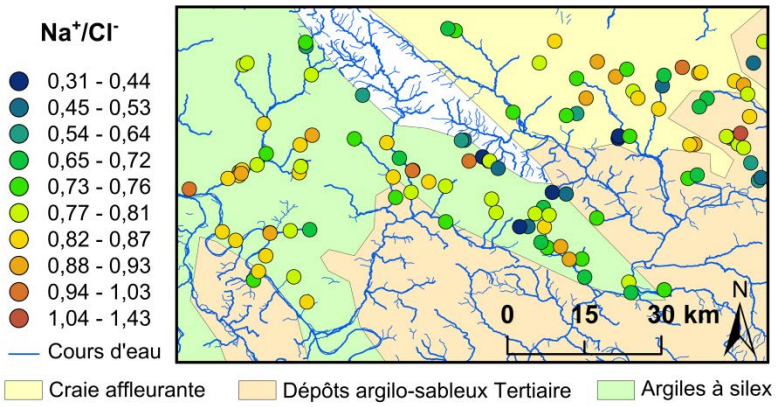


Figure 6-6 : Distribution spatiale des ratios Na^+/Cl^- et des formations superficielles.

La majorité des points ne sont pas positionnés sur la droite des eaux météoriques. On observe un excès de Cl^- par rapport au Na^+. Cet écart peut être interprété de deux manières :

- Un enrichissement en Cl^-

Les engrais peuvent contenir des chlorures et leur diffusion dans la nappe peut être à l'origine de l'augmentation des concentrations en Cl^-. Négrel et Pauwels (2004) et Darwish et al. (2011) observent ainsi de très bonnes corrélations entre les ions NO_3^- et Cl^- (ce qui n'est pas le cas ici).

- un appauvrissement en Na^+.

Kloppmann et al. 1998 observent des rapports Na^+/Cl^- inférieur à 1 dans les eaux profondes de la craie de Champagne, le Na^+ quittant la solution pour se fixer sur la matrice crayeuse.

La carte des ratios Na^+/Cl^- (Figure 6-6) ne permet pas de mettre en évidence une organisation spatiale de ce paramètre. Cela pourrait indiquer que l'excès de Cl^- par rapport au Na^+ serait dû à un apport de Cl^- par l'utilisation d'engrais.

HCO_3^- et Ca^{2+}

La très faible corrélation entre les ions HCO_3^- et Ca^{2+} est inhabituelle. Valdés et al. (2007, 2014), par exemple, obtiennent de très bonnes corrélations (r= 0,87 et 0,89) entre ces deux ions dans les eaux de la craie en Haute-Normandie. En effet ces ions sont généralement issus de la dissolution de la craie principalement calcique ($CaCO_3$) et parfois faiblement dolomitique ($CaMg(CO_3)_2$). Dans ce cas, si on représente les concentrations en meq L^{-1} de HCO_3^- en fonction de Ca^{2+}+Mg^{2+}, les points doivent s'aligner le long de la droite théorique de dissolution de la craie. Ce graphique est présenté Figure 6-7. Les points sont majoritairement situés au-dessus de la droite théorique. Cela peut être interprété soit comme un enrichissement en Ca^{2+} (la concentration en Mg^{2+} étant faible devant Ca^{2+}), soit comme un appauvrissement en HCO_3^-.

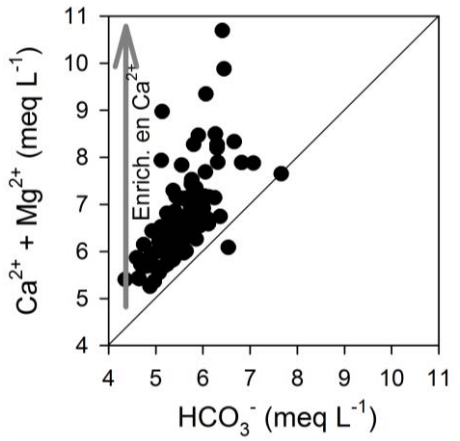


Figure 6-7 : HCO3- vs Ca^{2+} + Mg^{2+}. La droite théorique de dissolution de la calcite est représentée en bleu.

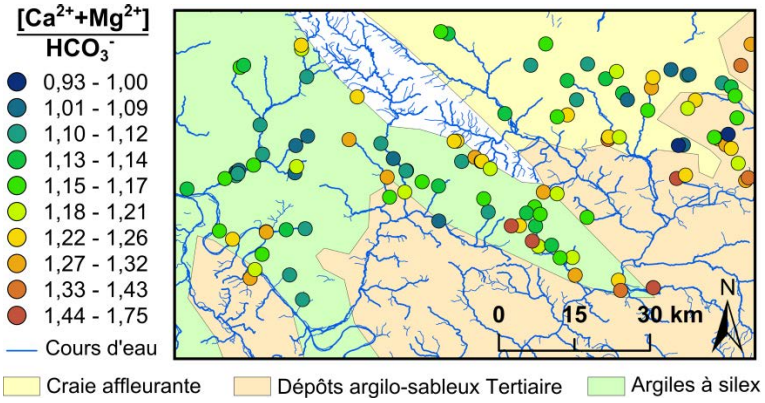


Figure 6-8 : Distribution spatiale des ratios [Ca^{2+}+Mg^{2+}]/HCO_3^- et des formations superficielles.

Edmunds et al. (1987) n'a constaté aucune baisse des HCO_3^- dans la nappe sous couverture, ou lorsque la nappe de la craie devient captive. De plus les concentrations en HCO_3^- sont relativement homogènes sur la zone d'étude (Coefficient de variation de 6%, Tableau 6-1). Le décalage des points par rapport à la droite théorique de dissolution de la craie peut donc être interprété comme un enrichissement en Ca^{2+}.

Les ratios (Ca^{2+}+Mg^{2+})/HCO_3^- ont été cartographiés (Figure 6-8). Il est difficile de distinguer une organisation spatiale claire de ce paramètre. Les plus forts

enrichissements en Ca^{2+} semblent cependant être concentrés dans les zones recouvertes par des dépôts tertiaires.

Quel est l'anion qui vient compenser cet enrichissement en cations ?

Les concentrations en SO_4^{2-} en fonction de la somme des concentrations des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} ont été représentées graphiquement (Figure 6-9). On observe une bonne corrélation (r= 0,78) entre Ca^{2+}+Mg^{2+} et SO_4^{2-}, laissant supposer que l'enrichissement en Ca^{2+} et en SO_4^{2-} est dû à un même facteur/processus. On observe également une meilleure corrélation entre Ca^{2+}+Mg^{2+} et SO_4^{2-} qu'entre Ca^{2+} (seul) et SO_4^{2-} (r= 0,78 contre 0,53), suggérant l'existence d'échanges cationiques entre Mg^{2+} et Ca^{2+} (une partie des ions Ca^{2+} sont remplacés par l'ion Mg^{2+}).

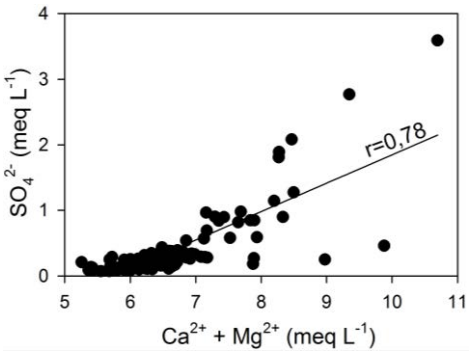


Figure 6-9 : SO_4^{2-} versus Ca^{2+}+Mg^{2+} (meq L^{-1}).

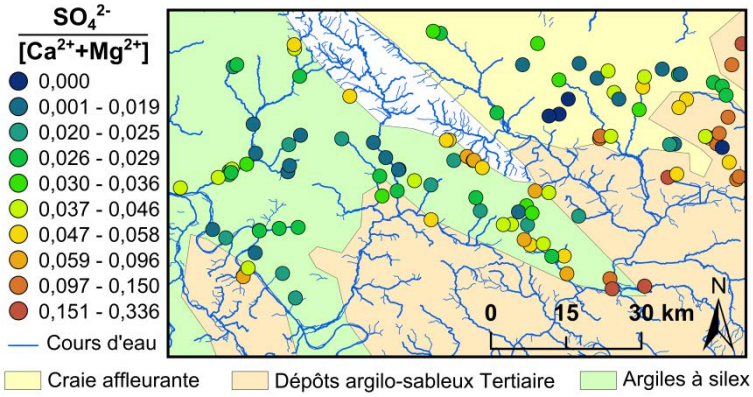


Figure 6-10 : Distribution spatiale des ratios SO_4^{2-}/[Ca^{2+}+Mg^{2+}] et des formations superficielles.

Les ratios SO_4^{2-}/(Ca^{2+}+Mg^{2+}) ont été cartographiés (Figure 6-10). Ils sont plus élevés sous les couvertures tertiaires (à l'Est de la zone d'étude). Une partie des ions SO_4^{2-} sont donc liés à la présence de dépôts argilo-sableux au-dessus de la craie.

Origines de la variabilité spatiale des concentrations en Ca^{2+} Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^- et SO_4^{2-}.

L'augmentation des concentrations en Ca^{2+} et SO_4^{2-} pourrait être due à la dissolution des minéraux de gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) contenue dans les dépôts Tertiaires (Kloppmann et al., 1994). De même l'enrichissement en Na^+ et Cl^- pourrait provenir de la dissolution de minéraux évaporitiques contenus dans ces dépôts (Halite).

Les augmentations des concentrations en Mg^{2+}, K^+ sont probablement dues à des échanges cationiques des ions Ca^{2+} et Na^+ avec les ions Mg^{2+} et K^+ des argiles des

dépôts Tertiaires, l'appauvrissement en Ca^{2+} et Na^{+} étant masqué par les apports secondaires par dissolution des minéraux évaporitiques.

Le diagramme de Piper (Figure 6-11) permet de mettre en évidence l'impact des couvertures tertiaires et le changement de faciès chimique depuis un pôle « craie couverte par des épaisseurs variables d'argiles à silex» (triangles vert et carrés jaune) jusqu'à un pôle « couverture tertiaire » (pentagones rose). On ne distingue pas clairement de différence entre les eaux de la nappe là où la craie affleure et là où elle est recouverte par les argiles à silex.

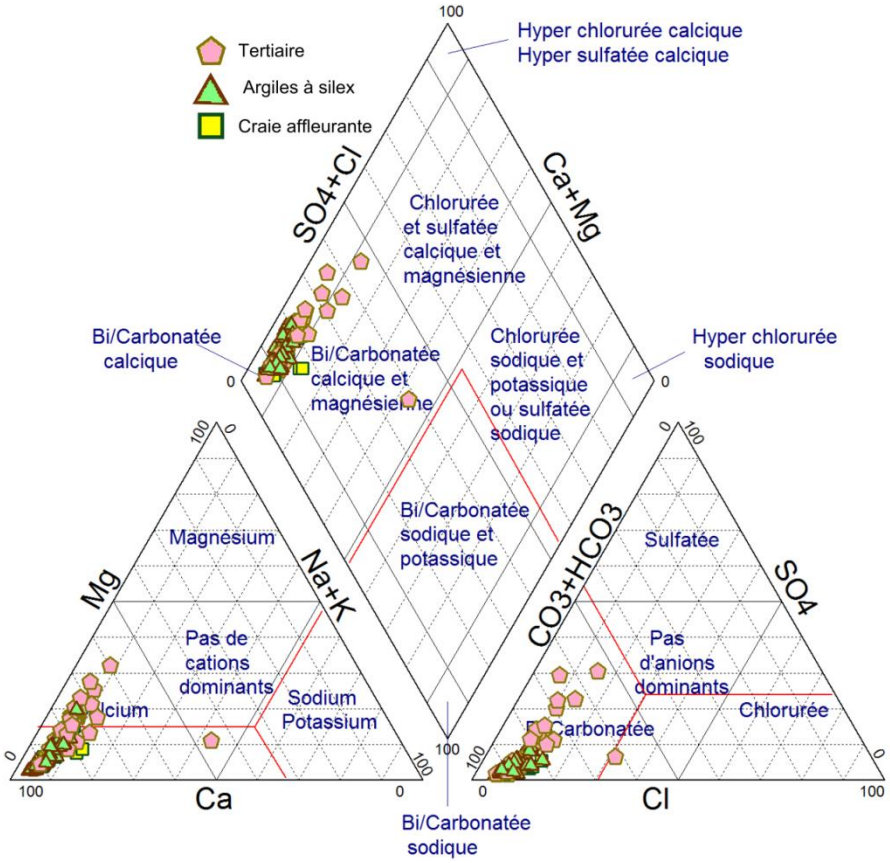


Figure 6-11 : Diagramme de Piper des concentrations moyennes en ions majeurs de l'aquifère de la craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris. Trois sous-zones sont distinguées en fonction des formations superficielles : la craie à l'affleurement, la craie sous argiles à silex, et la craie sous dépôts argilo-sableux tertiaires.

1.3 Conclusion

A l'échelle régionale, la géochimie des eaux de la nappe libre de la craie présente une forte variabilité, qui selon les ions, est plus ou moins organisée spatialement.

La cartographie des concentrations en ions et des paramètres tels que la géologie, l'hydrogéologie et l'occupation des sols ainsi que l'étude statistique des liens entre les ions a permis de mettre en évidence une augmentation générale des

concentrations en Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, K^{+}, et Cl^{-}, à l'Est de la zone d'étude, reliée à la présence de fortes épaisseurs de dépôts argilo-sableux d'âge Tertiaire couvrant la craie dans cette zone. A cette échelle, il n'a pas été possible de mettre en évidence des différences entre la géochimie des eaux de la nappe de la craie sous de fortes épaisseurs d'argiles à silex (à l'Ouest) et sous de faibles épaisseurs d'argiles à silex (au centre). Les épaisseurs d'argiles à silex ne sont peut-être pas suffisamment contrastées sur la zone. Il serait intéressant de pouvoir élargir cette étude à l'ensemble du Bassin de Paris afin de voir si on obtiendrait les mêmes résultats. D'autre facteurs de contrôle ont été analysés tels que la profondeur maximale d'investigation ou l'altitude des qualitomètres. Ils n'ont pas pu être reliés à l'organisation spatiale de la géochimie.

Chapitre 2. Fonctionnement hydrodynamique régional

Dans ce chapitre, l'objectif est de caractériser la variabilité spatio-temporelle du fonctionnement hydrodynamique de la nappe de la craie à l'échelle régionale et de relier cette variabilité aux différents contextes (géologiques, anthropiques, climatiques) afin de mettre en évidence les facteurs et les processus qui la contrôlent. Dans une première sous-partie, le fonctionnement hydrodynamique sera étudié à partir de l'analyse des chroniques Peff/piézométrie. Des méthodes de traitement du signal seront utilisées pour différentes fenêtres temporelles. Dans une seconde sous-partie, le fonctionnement hydrodynamique sera étudié à partir de l'analyse des variations temporelles de la géochimie des eaux de la nappe de la craie (conductivité électrique et concentrations en ions majeurs).

2.1 Etude du fonctionnement hydrodynamique régional par l'utilisation de méthodes de traitement du signal.

L'étude des chroniques pluies/piézométrie ou pluies/débits par traitement du signal est une méthode qui a été développée pour l'étude des aquifères karstiques par Mangin en 1975 et a été utilisée en particulier pour caractériser l'aquifère karstique de la craie en Normandie par Valdés en 2005. Cette méthode peut aussi s'appliquer à l'aquifère poreux-fracturé de la craie (Lee et al., 2006).

Dans cette approche le signal d'entrée (ici, la Peff) est filtré par le système aquifère et transformé en un signal de sortie (la piézométrie).

Le système aquifère est la résultante des apports provenant de la ZNS et de la ZS amont et des pertes par vidange (contrôlé par la différence de charge avec l'aval ; Figure 6-2).

Les méthodes de traitement du signal fournissent des informations sur le temps de réponse de l'aquifère, sur la vitesse modale des transferts au sein de la ZNS et sur l'existence de différents modes de transfert (à travers la matrice et/ou la fracturation). Elles sont utilisées ici à différentes échelles spatio-temporelles. Dans un premier temps, les variations piézométriques de la nappe libre de la craie sont analysées à long terme sur une période de 23 ans (de 1991 à 2014 ; utilisation des chroniques

piézométriques des forages 01024X0058/S1 et 01264X0029/S1). Dans un deuxième temps, la variabilité interannuelle de la réponse de la nappe de la craie sera étudiée en comparant les TR, les r(k) max et les vitesses modales calculées pour chaque cycle hydrologique de 1991 à 2014 (forages 01024X0058/S1 et 01264X0029/S1). Enfin, les différences spatiales des relations Peff/piézométrie sur une période de 5 ans (2009/2013) seront analysées par comparaison des résultats obtenus pour 22 piézomètres présents sur la zone d'étude.

A chaque piézomètre a été attribué la Peff calculée pour la station météorologique la plus proche géographiquement (Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest ou Rouen-Boos ; voir Partie 5). Par simplicité, les lacunes des chroniques piézométriques ont été comblées par des droites, bien que l'insertion de bruit blanc eut été plus rigoureuse.

2.1.1 Etude des variations à long terme de la piézométrie de la nappe de la craie (1991/2014).

Les augmentations annuelles du niveau piézométrique de la nappe de la craie ne sont pas toujours corrélées avec la Peff annuelle (voir Partie 5). On observe, pour des Peff annuelles relativement faibles, soit des variations piézométriques importantes, soit des variations piézométriques faibles. Afin d'étudier plus finement le lien entre la piézométrie et la Peff, les variations à long terme (plus de vingt ans) de la piézométrie de la nappe de la craie sont analysées. Deux piézomètres présentent des chroniques exploitables sur une telle période (1991/2014 ; Figure 6-12) : Beauvais (01024X0058/S1) et Villeneuve-les-Sablons (01264X0029/S1). Deux types de cyclicités sont visibles sur ces deux chroniques : une cyclicité annuelle et une cyclicité pluriannuelle (entre 5 et 8 ans). La variation annuelle maximale de la piézométrie enregistrée durant cette période est de 13 m pour le forage 01024X0058/S1 et de 6 m pour le forage 01264X0029/S1.

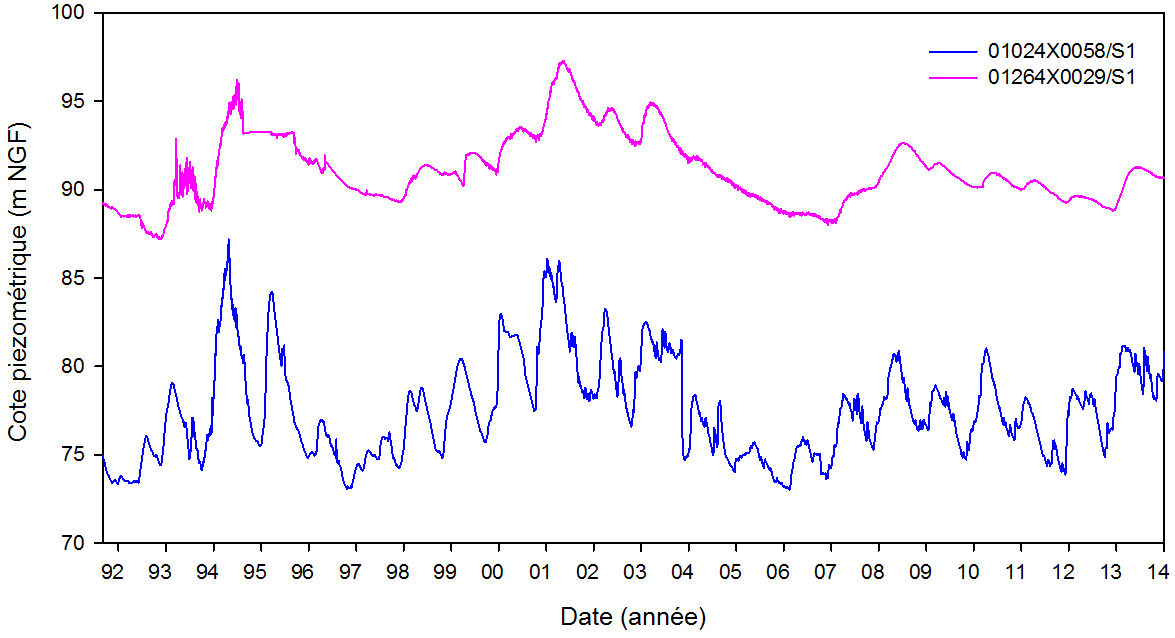


Figure 6-12 : Variations piézométriques enregistrées dans les forages 01024X0058/S1 et 01264X0029/S1 entre 1991 et 2014.

2.1.1.1 Intercorrélation Peff/piézométrie

Les chroniques présentées précédemment sont analysées ici par traitement du signal. Dans un premier temps, la fonction d'autocorrélation de la Peff est calculée sur la même période, afin de vérifier le caractère aléatoire de cette chronique et de distinguer les cyclicités éventuelles. Dans un deuxième temps, les fonctions d'intercorrélation et de densité spectrale sont analysées.

a) Fonction d'autocorrélation de la Peff.

La fonction d'autocorrélation de la Peff à Beauvais-Tillé a été calculée pour la période 1991/2014 (Figure 6-13).

La fonction d'autocorrélation décroit très rapidement. Néanmoins, la fonction n'est pas complètement aléatoire. On distingue clairement un pic annuel d'autocorrélation de la Peff (avec $r_{xx}(k)$ environ égale à 0,1) dû aux variations annuelles de l'ETP (paramètre entrant en jeu dans le calcul de la Peff, voir chapitre 5).

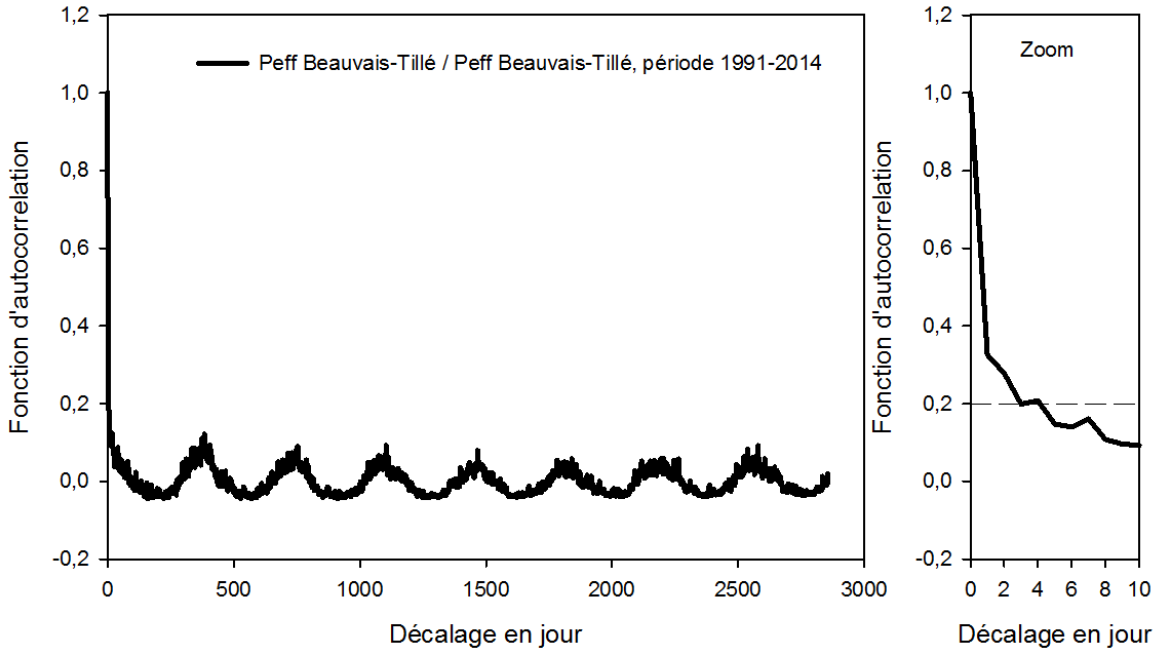


Figure 6-13 : Autocorrélogramme de la Peff de Beauvais-Tillé

Même si la fonction d'autocorrélation n'est pas purement aléatoire, il est possible de calculer la fonction d'intercorrélation Peff / piézométrie. Les signaux ainsi calculés ne représentent qu'une image de la réponse impulsionnelle mais ils permettent la comparaison des TR et des r(k) max.

2.1.1.2 Fonction d'intercorrélation Peff/piézométrie

Les fonctions d'intercorrélation de la Peff avec la piézométrie de la nappe de la craie à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons pour la période 1991/2014 ont été calculées et sont présentées Figure 6-14.

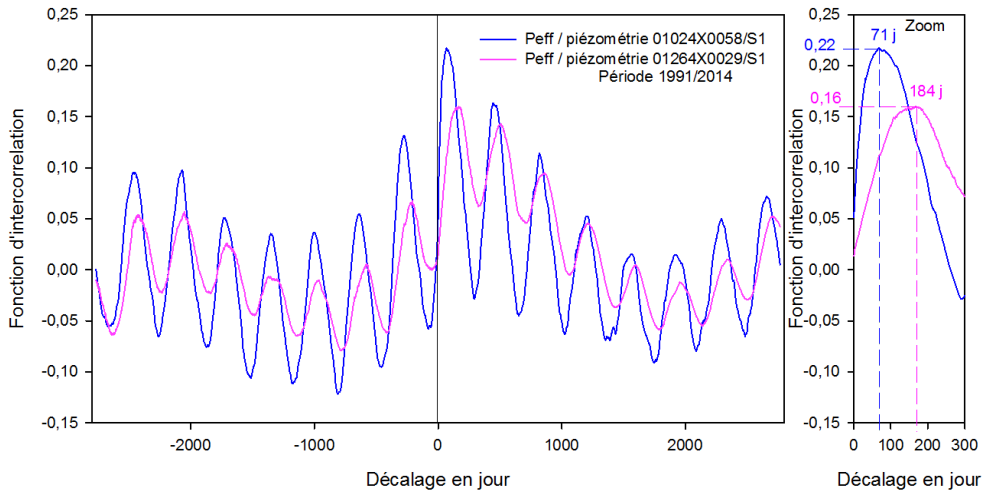


Figure 6-14 : Intercorrélogramme Peff (Beauvais-Tillé) / Hauteur d'eau de la nappe de la craie à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons (1991/2014).

L'observation des fonctions d'intercorrélation calculées permet de distinguer clairement deux réponses de la nappe, différentes pour chaque piézomètre qui sont l'image de la réponse impulsionnelle annuelle avec un premier pic de corrélation au bout de 71 j (r(k)max=0,22) pour le piézomètre 01024X0058/S1 et 164 j pour le piézomètre 01264X0029/S1 (r(k)max=0,16). On retrouve la cyclicité annuelle des signaux, que l'on observe dans la Peff.

Connaissant les profondeurs moyennes de la piézométrie sur la période 1991/2014, les vitesses modales de réaction de la nappe (Vm) sur la période 1991/2014 peuvent être calculées selon l'équation suivante:

$$Vm = \frac{TR}{épZNS}$$

avec Vm la vitesse modale (en m/j), TR le décalage pour lequel le r(k)max est obtenu (en j) et épZNS l'épaisseur de ZNS (en m).

Vm (Beauvais) = 23,47 m / 71 jr = 0,33 m/jr = 3,8 10^{-6} m s^{-1}

Vm (Villeneuve-les-Sablons) = 23,57 m / 164 jr = 0,14 m/jr = 1,6 10^{-6} m s^{-1}

Les vitesses modales à Beauvais et Villeneuve-les-sablons sont de l'ordre de 10^{-6} m s^{-1} et correspondent à la réaction de la nappe aux Peff annuelles. Cette vitesse ne représente pas nécessairement la vitesse de transfert direct de l'eau (par le réseau de fracture par exemple) mais peut également représenter la vitesse de réaction de la nappe par effet piston (relargage d'eau ancienne stockée dans la ZNS).

La comparaison des deux piézomètres montre que, pour des profondeurs comparables, la Vm est deux fois plus grande à Beauvais qu'à Villeneuve-les-Sablons, et que les variations annuelles du niveau d'eau sont deux fois plus fortes à Beauvais qu'à Villeneuve-les-Sablons. Ces différences sont peut-être dues à la position des piézomètres : celui de Beauvais est situé en vallée tandis que le piézomètre de Villeneuve-les-Sablons se situe sur un plateau.
Chabart et al. (2012) rapportent que la craie est généralement plus perméable dans les vallées que sur les plateaux. Cette étude décrit la craie de Champagne/Ardenne comme particulièrement fissurée et fracturée dans les vallées (où elle permet des

débits d'exploitation importants de 100 à 300 m^3/h). Au contraire, sous les plateaux, les auteurs décrivent la craie comme étant peu altérée (cette craie « compacte » fournit de faibles débits de 5 à 10 m^3/h). De même, la notice de la carte géologique de Baulieu en Normandie (craie karstique ; BRGM, 1996), décrit la craie des vallées comme particulièrement fissurée, entraînant de plus fortes perméabilités.
On peut donc faire l'hypothèse qu'à Beauvais, en vallée, la craie est plus altérée et plus perméable, ce qui faciliterait les écoulements et expliquerait les réactions de la nappe plus rapide et de plus forte amplitude.

2.1.1.3 Fonction de densité spectrale

Comme déjà décrit précédemment, en plus d'une cyclicité annuelle, les variations de la piézométrie des forages 01024X0058/S1 et 01264X0029/S1 entre 1991 et 2014 semble être affectée par un deuxième cycle d'environ de 5 à 8 ans (Figure 6-12).

Afin de caractériser ce deuxième cycle, les fonctions spectrales des deux chroniques ont été calculées (Figure 6-15).

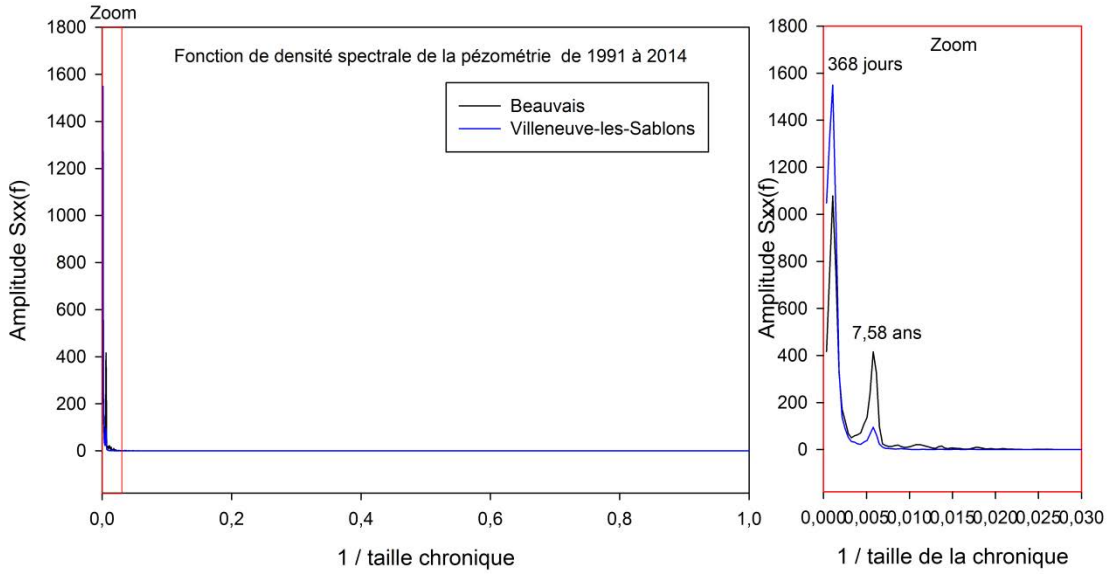


Figure 6-15 : Fonctions de densité spectrale des chroniques piézométriques de Beauvais et Villeneuve-les-Sablons (1991-2014).

Deux pics correspondants à une période de 368 jr et à une période de 7,58 ans sont identifiables Figure 6-15. Ces deux pics sont également identifiables dans la fonction de densité spectrale de Peff (non montrée ici).

Le deuxième pic pourrait être attribué à la cyclicité de la North Atlantique Oscillation (NAO) déjà identifiée par de nombreux auteurs dans des chroniques de pluie, de

débits et dans la piézométrie. Massei et al. ont pu montrer une fluctuation de l'ordre de 5-8 ans dans les chroniques de pluie (Massei et al., 2007) et dans les chroniques du niveau d'eau de la Seine (Massei et al., 2010). Plus récemment, Fritier et al., (2012) ont également mis en évidence l'impact de la NAO sur les précipitations cumulées dans le Bassin de Paris. Slimani et al. (2009) et Holman et al. (2011) ont mis en évidence cette composante périodique pour l'aquifère de la craie respectivement en Normandie et au Royaume Uni.

L'étude à long terme (1991/2014) des fonctions d'intercorrélation Peff/Piézométrie de la nappe de la craie (à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons) a permis de mettre en évidence la très forte inertie de la nappe et un cycle annuel de recharge de l'aquifère. Des vitesses modales de l'ordre de 10^{-6} m/s ont été calculées. Les deux piézomètres présentent des vitesses modales différentes, pour une épaisseur de ZNS similaire. Cette différence pourrait être due à la position en vallée (Beauvais) ou en plateau (Villeneuve-les-Sablons) des piézomètres, et à l'état de fissuration de la craie (plus développée en vallée). Enfin, une deuxième cyclicité de l'ordre de 7-8 ans est observée et peut être attribuée à l'impact de la NAO sur la piézométrie de la nappe de la craie.

2.1.2 Etude de la variabilité interannuelle de la relation Peff/piézométrie

Plusieurs auteurs ont montré que la réponse impulsionnelle n'est pas constante dans le temps. Par exemple, Delbart et al. (2014) ont montré une variabilité saisonnière de la fonction de transfert, et donc que l'aquifère ne transmet pas toujours le signal d'entrée de la même façon. Cette étude a analysé la variabilité des réponses impulsionnelles pluie/piézométrie d'un aquifère carbonaté qui a été étudié à l'échelle d'un dôme topographique en proposant un outil simple : la méthode des intercorrélogrammes coulissants. Cette méthode consiste à calculer la fonction d'intercorrélation sur des fenêtres temporelles courtes qui peuvent se superposer partiellement. Delbart et al. (2014) s'intéressent à un aquifère karstique, aux réponses impulsionnelles courtes (quelques heures) et cherchent à étudier les variations saisonnières en utilisant des fenêtres de 3 mois.

On utilise ici cette méthode pour un aquifère non karstifié, aux réponses impulsionnelles beaucoup plus lentes. La variabilité interannuelle est explorée et

l'influence des périodes de haute eaux/basse est notamment étudiée. La fenêtre de calcul des intercorrélogrammes a donc été choisie égale à 1 an (sans superposition).

Le signal d'entrée (la Peff) n'est pas aléatoire à cette échelle de temps (Figure 6-16). Les fonctions d'intercorrélation ne sont donc qu'une image grossière de la réponse impulsionnelle (Figure 6-17). Par contre, les TR, les r(k)max et les Vm peuvent être comparés.

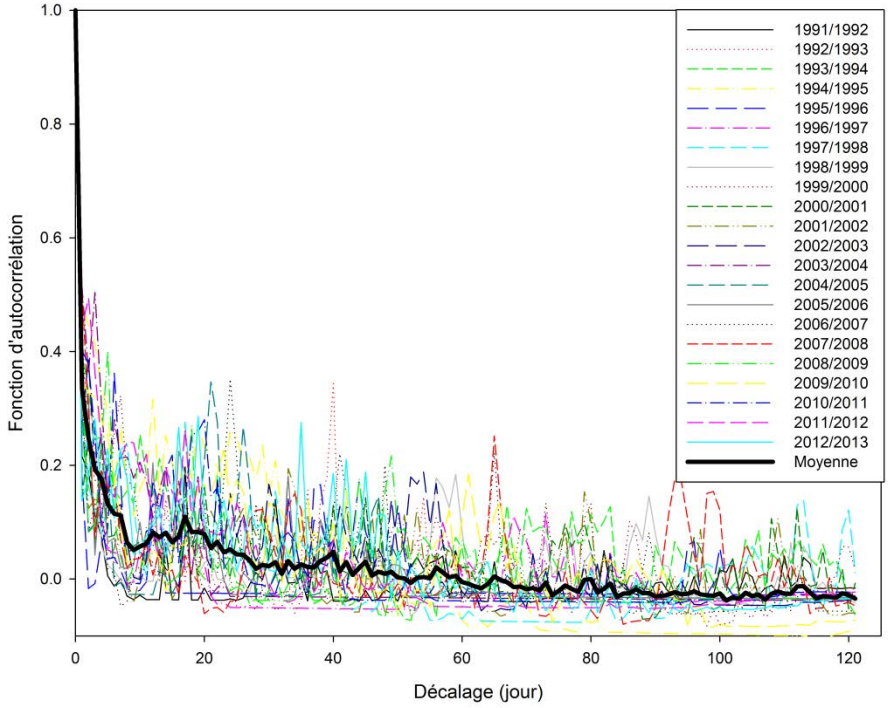


Figure 6-16 : Autocorrélogramme de la Peff pour les cycles hydrologiques de 1991/1992 à 2012/2013.

Les piézomètres de Beauvais et Villeneuves-les-sablons possèdent des chroniques suffisamment longues. Afin d'atteindre le TR à Villeneuve-les-Sablons, la troncature a été prise la plus grande possible (182 jours). L'analyse des intercorrélogrammes Peff/piézométrie ainsi calculés permet d'étudier la variabilité interannuelle du temps de réponse de la nappe de la craie à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons. Cependant, la chronique piézométrique de Villeneuve-les-Sablons est parfois de mauvaise qualité, en particulier de 1991 à 1999. Les intercorrélogrammes calculés pour ces années-là ne présentent pas une forme de réponse impulsionnelle et ne sont donc pas interprétables (exemple : année 1994/1995).

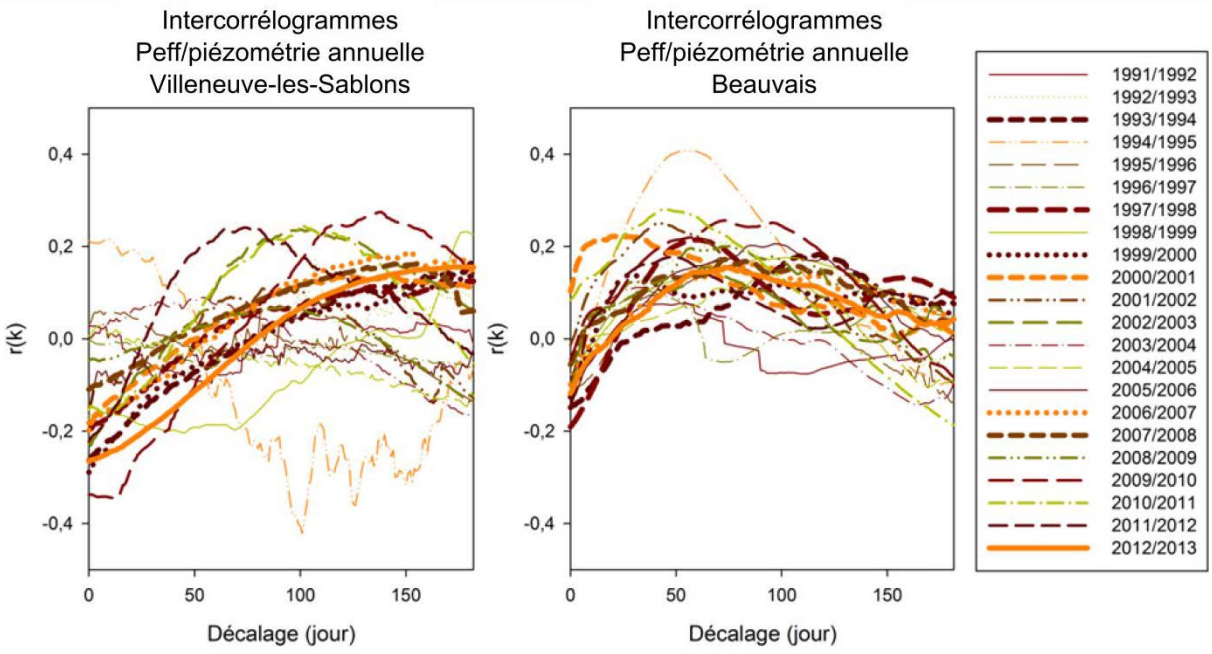


Figure 6-17 : Intercorrélogrammes Peff-piézométrie annuels à Beauvais et Villeneuve-les-sablons (1991-2013).

L'analyse des fonctions d'intercorrélations calculées à Beauvais et à Villeneuve-les-Sablons permet de mettre en évidence des pics dissymétriques (Figure 6-17 ; Annexe 7) :

- La pente relativement forte de la première partie du pic (de 0 à $r(k)_{max}$) illustre la réaction de l'aquifère (par effet piston ou par circulation rapide à travers la fracturation) avec des vitesses modales relativement élevées.
- La deuxième partie du pic correspond à une décroissance lente liée à la vidange de la nappe et traduisant l'effet capacitif du réservoir (écoulement à travers la matrice et la fracturation : vitesses plus lentes).

Les variations temporelles de ces paramètres et de la Peff annuelle sont représentées (Figure 6-18). Les r(k) max varient fortement d'une année à l'autre (d'environ 0 à 0,28 à Villeneuve-les-sablons et d'environ 0,07 à 0,42 à Beauvais). Les TR varient également fortement de 5 à plus de 182 j à Villeneuve-les-Sablons et de 20 à 120 j à Beauvais. Les très faibles valeurs de r(k) max et de TR obtenues pour Villeneuve-les-Sablons résultent de la mauvaise qualité de la chronique et ne sont donc pas exploitables. On met ainsi en évidence une forte variabilité annuelle du temps de réponse de la nappe de la craie pour ces deux piézomètres.

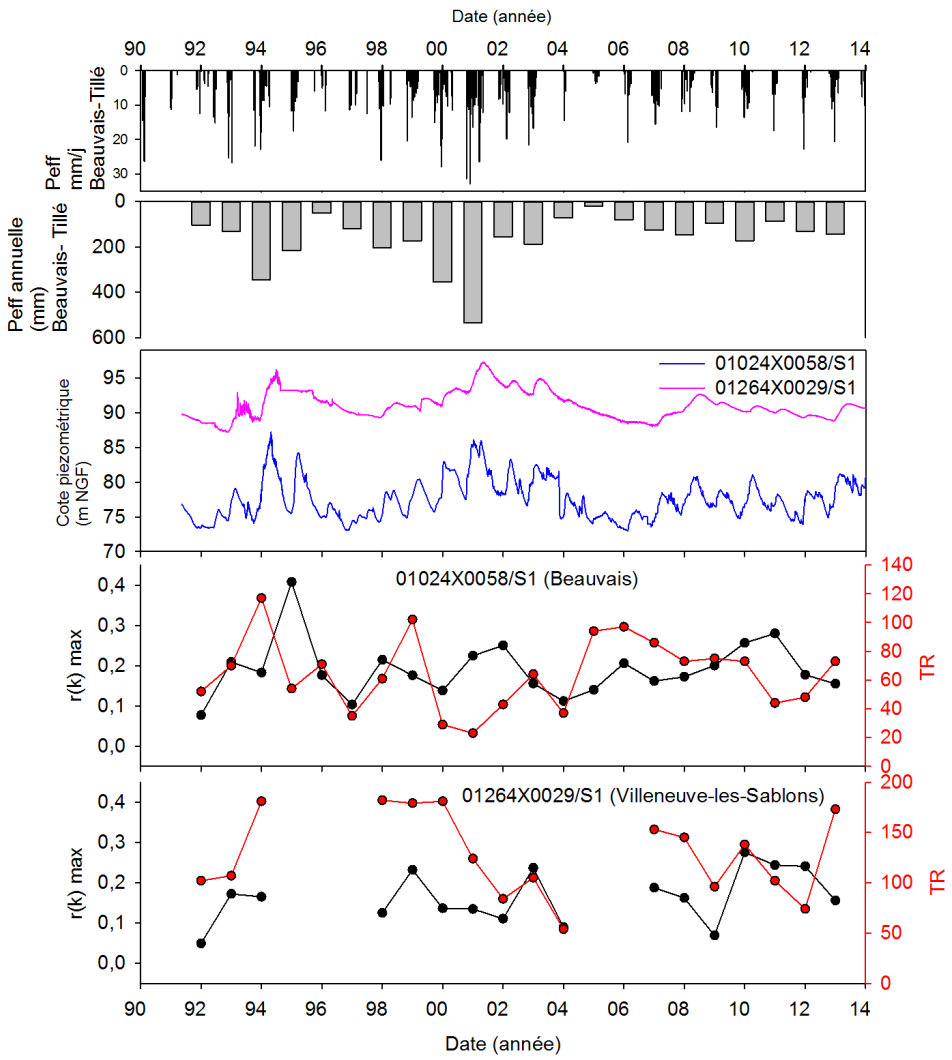


Figure 6-18 : Comparaison des r(k) max et TR à Villeneuve-les-Sablons et Beauvais (1991-2013)

Quels sont les processus qui contrôlent cette variabilité ?

Une première hypothèse pourrait être que les TR les plus faibles sont obtenus pour les cycles hydrologiques ou la nappe est la plus haute (environ tous les 7 ans) : Durant ces cycles, la ZNS est moins épaisse. Sa saturation en eau pourrait être plus élevée, facilitant ainsi les écoulements à travers la fracturation. Cependant, cela ne semble pas être le cas ici. En effet, si l'on compare deux cycles où la piézométrie de la nappe est très haute (Figure 6-18), en 1993/1994 et en 2000/2001, on observe que dans un cas les TR sont élevés (117 et 181 j) tandis dans l'autre cas les TR sont courts (23 et 124 j).

Une seconde hypothèse est que l'intensité des événements pluvieux contrôle le TR de la nappe. En effet, plusieurs études ont montré que le temps de réponse des aquifères crayeux (Lee et al. 2006 ; Ireson et Butler, 2011) et calcaires karstiques

(Delbart et al., 2014) était plus court lorsque l'intensité des pluies était plus forte. Les pluies intenses vont saturer les zones d'écoulement préférentiel dans l'aquifère et augmenter ainsi leur conductivité hydraulique. Dans la craie, les écoulements préférentiels à travers la fracturation sont favorisés. Cependant, l'intensité seule est parfois insuffisante pour bien caractériser la pluie. Lee et al. (2006) proposent ainsi un paramètre prenant également en compte la durée de l'événement pluvieux. Ici, il est difficile de proposer un tel paramètre à l'échelle d'un cycle hydrologique. En effet, aucune réaction rapide de la nappe (quelques heures ou jours) n'a pu être mise en évidence. Il existe probablement un seuil d'intensité à partir duquel les écoulements à travers la fracturation sont favorisés, cependant celui-ci n'est pas connu.

On peut supposer en première approche que, les années avec les cumuls les plus importants, la ZNS est « globalement » plus saturée. L'amplitude des variations piézométriques n'a pas pu être reliée aux Peff annuelles (Partie 5). Malgré le caractère non-linéaire de la Peff, on propose néanmoins de vérifier si la Peff annuelle est liée à la variabilité des paramètres caractérisant la fonction de transfert : TR et $r(k)_{max}$ (Figure 6-19), notamment durant les cycles les plus pluvieux (1993/1994, 1999/2000 et 2000/2001).

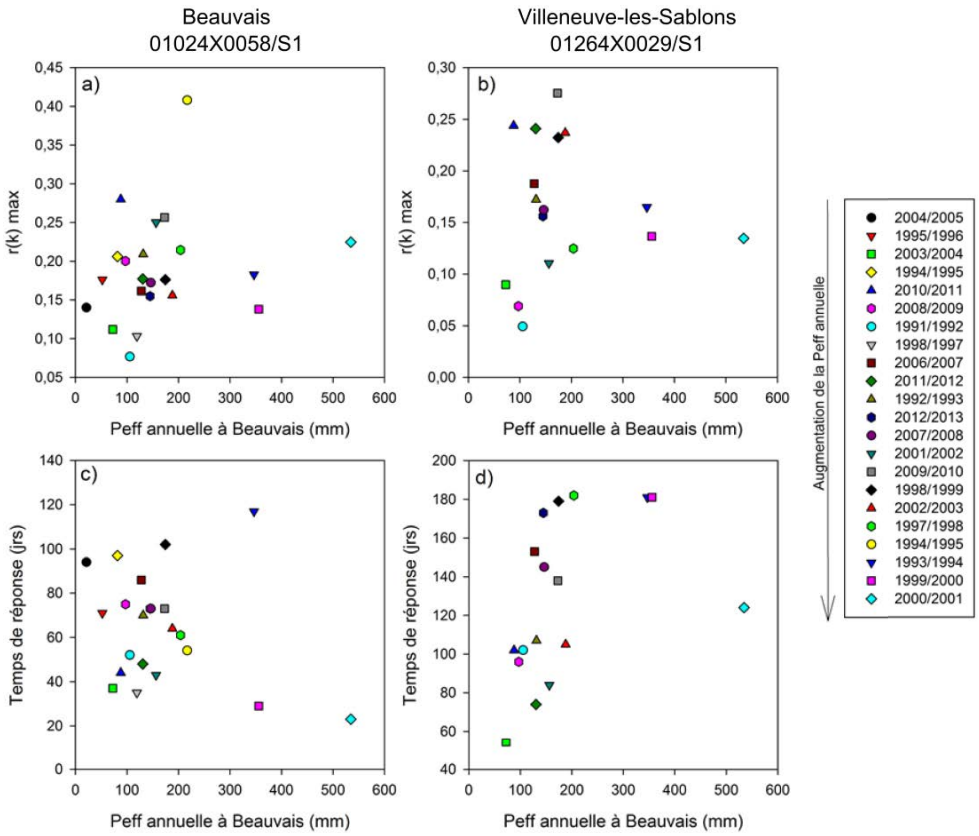


Figure 6-19 : TR et r(k) max en fonction de la Peff cumulée de 1991 à 2013, comparaison des piézomètres de Villeneuve-les-Sablons et Beauvais.

Pour les deux piézomètres étudiés, le $r(k)_{max}$ n'est pas corrélé avec la Peff annuelle. A Villeneuve-les-Sablons comme à Beauvais, la Peff annuelle ne semble pas influencer le temps de réponse. Même les années où le cumul de Peff dépasse 300 mm (1993/1994, 1999/2000, 2000/2001), les TR ne sortent pas du nuage de points.

L'étude des fonctions d'intercorrélation Peff/piézométrie annuelles à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons a permis de mettre en évidence une forte variabilité de la réponse impulsionnelle annuelle de la nappe de la craie. Pour les deux piézomètres, le TR ne semble pas relié à la Peff annuelle. Bien que la nappe montre des réponses très lentes et inertielles, la non linéarité du lien Peff/piézométrie pourrait être expliquée par l'intensité des événements pluvieux (infra-journalière, voire infra-horaire) qui va ou non activer certaines porosités. Cette intensité pourrait en effet jouer un rôle sur la part des pluies reprise par évapotranspiration et sur le partage des écoulements entre le réseau de fractures et la matrice. Ce partage des écoulements entre un domaine « rapide » et un domaine « lent » doit dépendre en grande partie de la distribution des porosités au sein de la ZNS.

2.1.3 Analyse spatiale des réponses impulsionnelles Peff-piézométrie de l'aquifère de la craie

L'analyse spatiale des réponses impulsionnelles Peff/piézométrie de l'aquifère de la craie, au nord du bassin de Paris (de part et d'autre de l'anticlinal de Bray) pourrait permettre de voir comment le contexte (argiles à silex, profondeur, type de craie...) influe sur les processus de transfert. Afin de travailler avec le maximum de piézomètres (22), la période d'analyse a été réduite à 5 ans : de 2009 à 2014 (compromis entre la durée et le nombre de piézomètres disponibles).

Les fonctions d'autocorrélation des Peff des 4 stations météorologiques ont été calculées pour cette période (Figure 6-20).

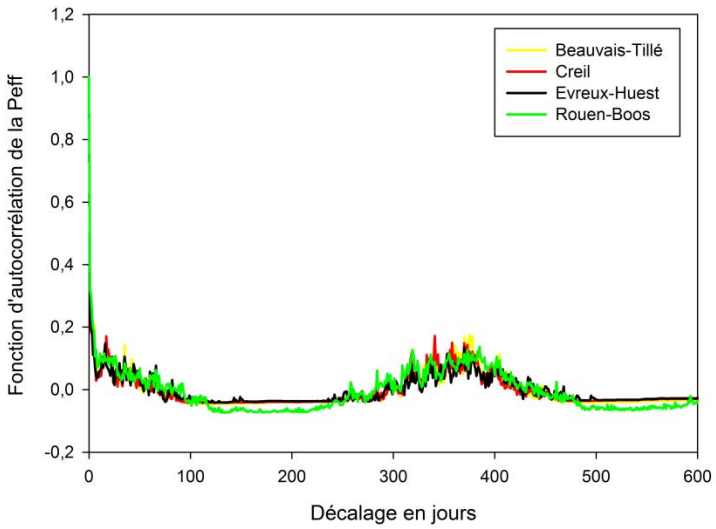


Figure 6-20 : Autocorrélation des Peff des stations de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos pour la période 2009/2014.

La fonction d'entrée n'étant pas totalement aléatoire, les intercorrélogrammes ne seront pas tout à fait l'image de la réponse impulsionnelle mais permettent néanmoins de comparer spatialement les piézomètres entres eux.

Les intercorrélogrammes Peff/piézométrie de 22 piézomètres ont été calculés pour la période 2009/2014 (Figure 6-21, Annexe 8).

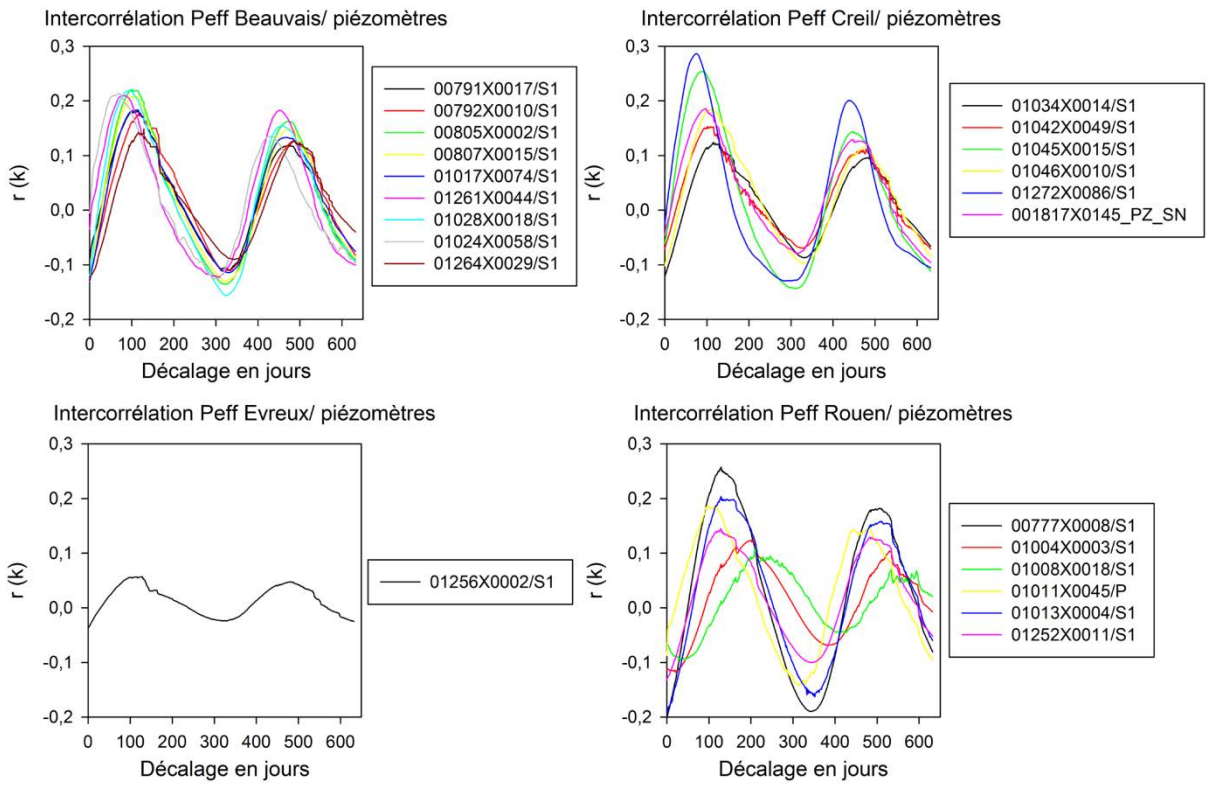


Figure 6-21 : Intercorrélogrammes Peff/niveau d'eau des piézomètres situés dans la craie autour de l'anticlinal de Bray (2009-2014).

Tout comme l'analyse à plus long terme des intercorrélogrammes Peff/Piezométrie, on distingue clairement la réponse annuelle de la nappe de la craie (Figure 6-21). Le TR varie de 69 à 212 j avec une moyenne de 117 ± 35 j. Le r(k) max varie de 0,06 à 0,29 avec une moyenne de 0,18 ± 0,05 (Annexe 8). Le très faible r(k) max du piézomètre 01256X0002/S1 est dû à une chronique piézométrique de mauvaise qualité. Ce résultat ne sera donc pas utilisé. Les fonctions d'intercorrélation montrent clairement la forte inertie de la nappe et ne permettent pas de distinguer de réponses karstiques.

Deux formes de pics peuvent être observées :

- Certains piézomètres possèdent des r(k) max forts, des TR courts et un pic bien défini (exemple : Beauvais et 01272X0086/S1), indiquant une filtration relativement moins importante (réponse de la nappe plus rapide et moins dispersée).
- D'autres piézomètres sont caractérisés par un filtrage du signal d'entrée plus fort avec un $r(k)_{max}$ faible, un grand TR et par un pic au sommet très plat (exemple : Villeneuve-les-Sablons et Lac des Piliers).

Quels sont les facteurs/processus qui contrôlent la filtration du signal d'entrée ?

La filtration plus ou moins marquée du signal d'entrée peut être liée à plusieurs facteurs liés aux formations superficielles de la craie et à la ZNS de la craie.

<u>Les formations superficielles</u>

Afin de vérifier l'influence de la nature et de l'épaisseur des formations superficielles, les $r(k)_{max}$, les TR et les Vm calculés pour les 22 piézomètres ont été cartographiés (Figure 6-22).

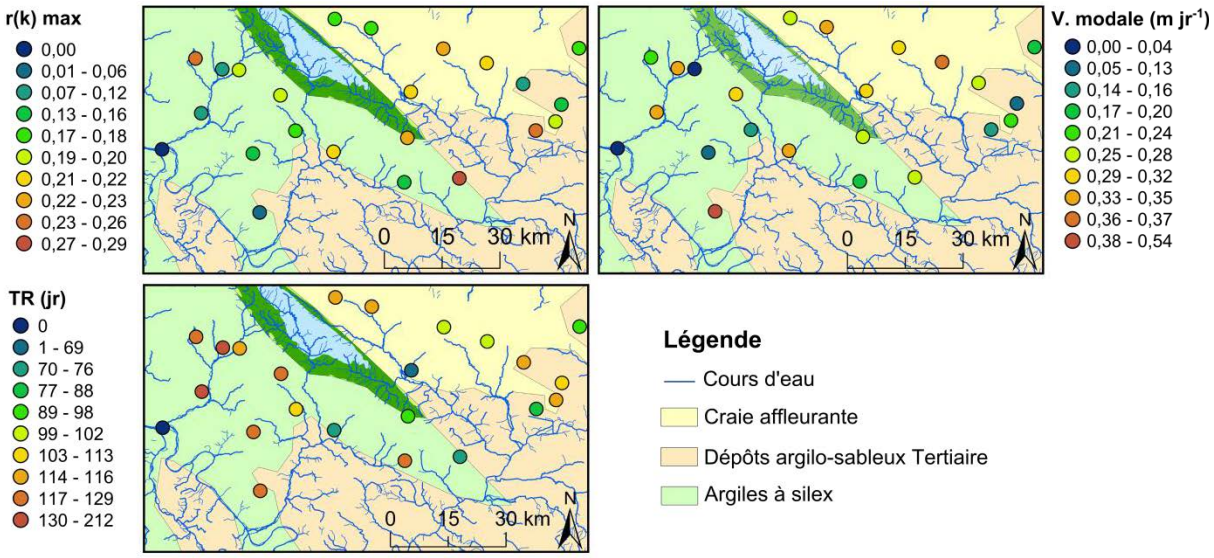


Figure 6-22 : Distribution spatiale des $r(k)_{max}$, des TR et des Vm des intercorrélogrammes Peff/piézométrie (période 2009/2014) pour les 22 piézomètres situés dans la craie libre du Nord-Ouest du Bassin de Paris.

Les paramètres $r(k)_{max}$, TR et Vm ne semblent pas être organisés spatialement et on ne voit pas de lien avec les différents types de formations superficielles (Figure 6-1).

<u>La ZNS de la craie</u>

L'épaisseur de la ZNS et l'état d'altération de la craie de la ZNS (contrôlant en partie l'importance de la part des flux circulant préférentiellement à travers la fracturation) pourraient jouer sur la variabilité spatiale de la filtration du signal d'entrée. Afin de vérifier l'impact de l'épaisseur de la ZNS, le TR et la vitesse modale sont comparés à l'épaisseur de la ZNS (Figure 6-23 c) et d)).

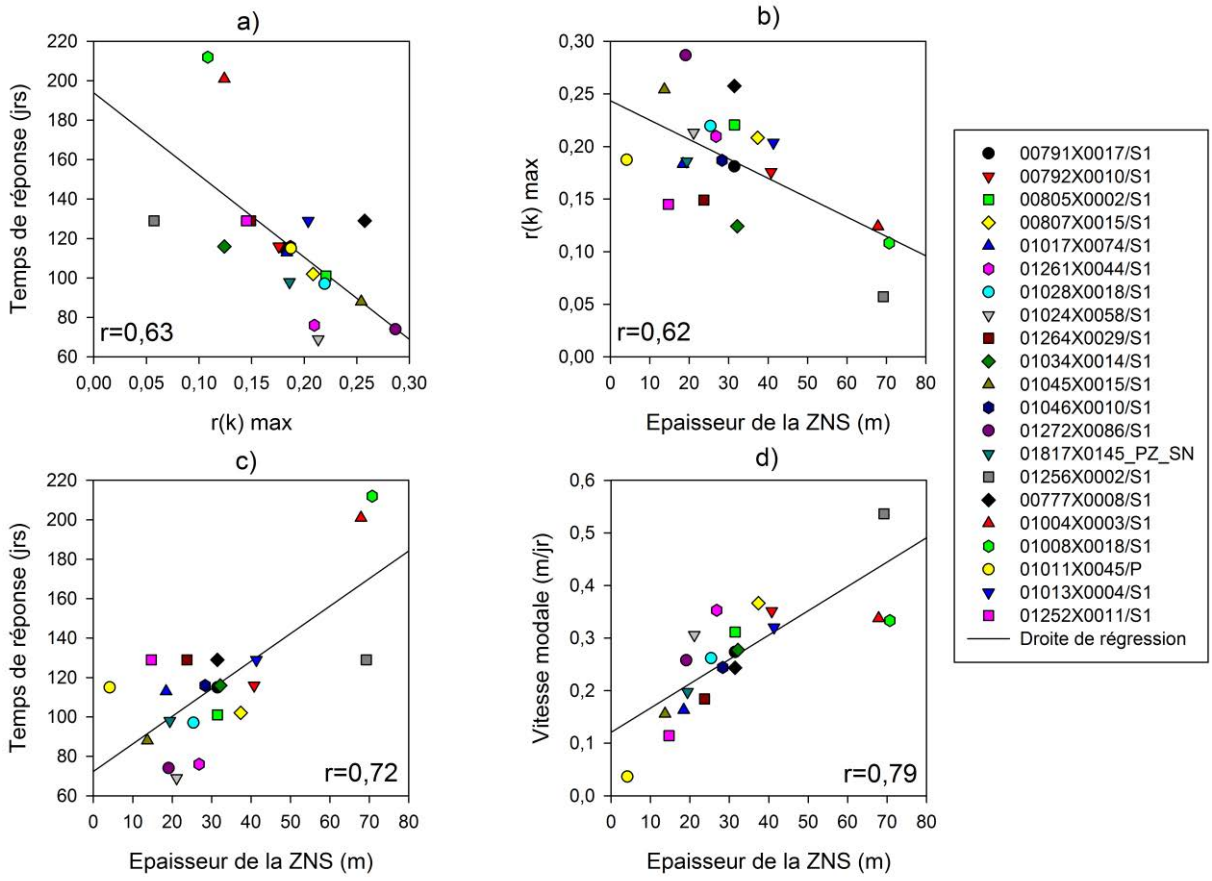


Figure 6-23 : a) Temps de réponse en fonction de r(k) max ; b) r(k) max en fonction de l'épaisseur de ZNS ; c) Temps de réponse en fonction de l'épaisseur de ZNS ; d) Vitesse modale en fonction l'épaisseur de la ZNS. L'épaisseur de la ZNS correspond à la profondeur de l'eau dans les piézomètres, pris arbitrairement le 14/06/2013. Les droites sont les droites de régressions.

Le TR semble corrélé avec l'épaisseur de ZNS (r=0,72). Le TR augmente avec l'épaisseur de la ZNS. Ce résultat est classique et a été observé dans plusieurs études (e.g. Valdés, 2005 ; Lee et al., 2006). En effet, plus la ZNS est épaisse plus les transferts de la surface jusqu'à la nappe sont retardés, la distance à parcourir étant plus importante. Delbart en 2014, obtient le résultat contraire en étudiant le cas d'un dôme calcaire karstifié. Elle met en évidence que le TR est contrôlé par la distance qui sépare le piézomètre du haut du dôme hydrogéologique, cette relation mettant en évidence l'importance des transferts rapides au sein de la zone saturée. Au contraire, dans notre étude, les transferts verticaux semblent contrôler le TR.

Moins classiquement, la Figure 6-23 permet de mettre en évidence une très bonne corrélation entre la vitesse modale et l'épaisseur de ZNS (r=0,79). Deux hypothèses ont été formulées pour expliquer le fait que la vitesse modale augmente avec l'épaisseur de ZNS :

- Hypothèse 1, présence d'une couche en surface avec des vitesses de transfert plus lentes, qui formerait une zone tampon avec une épaisseur relativement homogène sur la zone d'étude. Cette zone tampon pourrait être constituée par une épaisseur de craie plus altérée ou par une couche de sol. Ainsi, plus la ZNS est grande plus la composante « vitesse lente » en surface est atténuée, d'où une augmentation de la vitesse globale avec la profondeur.
- Hypothèse 2, présence d'une couche de craie avec des vitesses de transfert plus rapide en profondeur, soit par une altération accrue soit par une plus forte concentration des écoulements dans des fractures plus développées (Keim et al., 2012). Cela se traduirait également par une réaction de la nappe plus rapide et moins dispersée et donc des amplitudes plus marquées avec la profondeur.

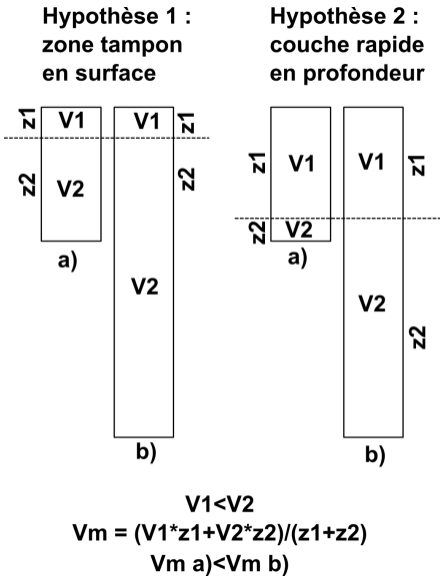


Figure 6-24 : Schéma des deux hypothèses pouvant expliquer l'augmentation de la Vm avec la profondeur.

Afin de vérifier la seconde hypothèse l'amplitude des variations de la nappe de la craie des piézomètres étudiés est comparée aux épaisseurs de ZNS (Figure 6-25). On n'observe pas de lien entre ces deux paramètres. La seconde hypothèse ne permet donc pas d'expliquer le fait que les vitesses modales augmentent avec la profondeur. Nous retiendrons donc l'hypothèse d'une couche altérée en surface, jouant le rôle de zone tampon.

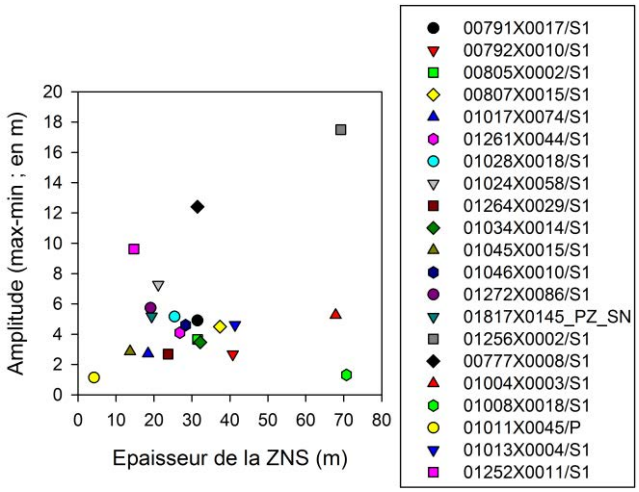


Figure 6-25 : Amplitude du battement de la nappe en fonction de l'épaisseur de la ZNS.

Les réponses impulsionnelles Peff/piézométrie sont variables spatialement sur la zone d'étude, avec une filtration plus ou moins forte du signal d'entrée par le système. On n'a pas pu mettre en évidence de lien entre la variabilité spatiale de la filtration du signal d'entrée et les formations superficielles. L'épaisseur de la ZNS semble contrôler le TR mais aussi, plus étonnamment, la vitesse modale. L'hypothèse d'une couche de craie altérée relativement homogène, ayant le rôle d'une zone tampon avec des vitesses de transfert plus faible, pourrait expliquer la bonne corrélation vitesse modale/épaisseur de ZNS.

2.1.4 Conclusion sur l'étude hydrodynamique de l'aquifère de la craie par traitement du signal.

Afin d'étudier le fonctionnement hydrodynamique régional des méthodes de traitement du signal ont été appliquées sur des chroniques Peff / piézométrie à différents pas de temps et en différents endroits.

Un cycle annuel de recharge de l'aquifère expliquée par les cyclicités annuelles de la Peff ainsi qu'un deuxième cycle d'une période de 7-8 ans (visible dans les chroniques de Peff et piézométriques) attribué à la NAO sont visibles dans les chroniques piézométriques de la nappe de la craie. L'étude à long terme (1991/2014) des fonctions d'intercorrélation Peff/Piézométrie ainsi que de la fonction de densité spectrale de la piézométrie des forages de Beauvais et Villeneuve-les-Sablons a permis de caractériser ces cycles. Pour le cycle annuel, des vitesses modales de l'ordre de 10^{-6} m s^{-1} ont été calculées (fréquence inférieur à un an).

La variabilité interannuelle de la réponse de la nappe a ensuite été étudiée en utilisant les mêmes forages (Beauvais et Villeneuve-les-Sablons). La méthode du corrélogramme coulissant a été appliquée avec une fenêtre de un an et sans superposition. Une forte variabilité de la réponse impulsionnelle annuelle de la nappe de la craie a été mise en évidence. La nappe montre des réponses très lentes et inertielles et aucune réponse rapide après une pluie intense n'est observable. Néanmoins, l'intensité des événements pourrait jouer un rôle sur la part des pluies reprise par évapotranspiration et sur le partage des écoulements entre le réseau de fractures et la matrice et expliquer la non-linéarité du lien Peff/piézométrie.

La variabilité spatiale de l'hydrodynamique de l'aquifère de la craie ainsi que des processus la contrôlant a été analysée en comparant les réponses impulsionnelles Peff/piézométrie de 23 piézomètres présents sur la zone d'étude. Les réponses impulsionnelles varient spatialement avec des TR pouvant aller de 69 à 212 jours. L'épaisseur de la ZNS semble contrôler le TR mais aussi, plus étonnamment, la vitesse modale. Ceci pourrait être expliqué par la présence d'une couche de craie altérée (ou de sol) en proche surface avec une épaisseur relativement homogène sur toute la zone. Cette couche jouerait le rôle d'une zone tampon (avec des vitesses de transfert plus faible) et son influence serait moindre avec l'augmentation de l'épaisseur de la ZNS.

En conclusion, sur le site d'étude, globalement la nappe de la craie présente un comportement très inertiel et on ne peut pas mettre en évidence de réponse karstique par les méthodes de traitement du signal. Une forte variabilité spatio-temporelle de la réponse impulsionnelle de la nappe de la craie a été constatée. Elle a pu être reliée à la variabilité temporelle de la Peff, à la position des forages en vallée ou en plateau et à l'épaisseur de ZNS. Un autre facteur (non étudié ici) pourrait être l'influence du contexte structural (mis en évidence pour la craie du département de l'Eure ; Valdés, 2005).

La réponse de la nappe a lieu quelques mois après la période de recharge. Deux principaux processus de transfert pourraient en être responsables : des transferts directs par la fracturation ou des transferts de charge par effet piston (déstockage de la ZNS). La méthode de traitement du signal ne permet pas de discriminer ces deux

hypothèses. L'étude des variations temporelles de la géochimie des eaux de la nappe de la craie est donc nécessaire.

2.2 Apport de l'étude des variations temporelles de la géochimie des eaux souterraines de la craie pour la compréhension de l'hydrodynamique régionale.

L'objectif de cette partie est d'apporter des éléments de réponse à la question des processus de recharge et notamment de déterminer si la recharge annuelle de la nappe de la craie est le fait du déstockage de la ZNS par effet piston (eau ancienne) et/ou par l'arrivée « rapide » d'eau circulant à travers la fracturation (eau jeune).

Les ions majeurs sont des traceurs naturels des processus hydrodynamiques et géochimiques ayant lieu dans la ZNS. Les variations temporelles de la concentration en ions majeurs comparées aux variations de piézométrie nous renseignent sur les processus de dilution, de dissolution, sur les arrivées rapides d'eau récente ou sur les arrivées d'eau ancienne (effet piston).

La variabilité temporelle de la géochimie des eaux de la craie à l'échelle régionale (données fournies par les qualitomètres de la Banque ADES) est donc analysée ici.

Sept qualitomètres ont été sélectionnés parmi les cent trente-six présents sur la zone d'étude. Ils possèdent une plus grande fréquence d'échantillonnage à partir de 2009 : Seuls les qualitomètres pour lesquels le nombre d'analyses des NO_3^- était supérieur ou égal à 15 entre 2009 et 2013 ont été retenus. Les chroniques de concentrations en ions majeurs des qualitomètres ainsi sélectionnés ont été représentées pour la période étudiée (Figure 6-26). Les variations piézométriques n'ayant pas été mesurées sur ces points d'échantillonnages, la géochimie est comparée, par défaut, aux variations piézométriques de la nappe de la craie enregistrées par le piézomètre 00792X0010/S1 (piézomètre possédant un TR moyen qui reflète à peu près les variations de la nappe).

Globalement, les chroniques de concentrations en ions montrent des variations temporelles relativement faibles pour la plupart des ions et bien inférieures à l'hétérogénéité spatiale (Figure 6-26). Pour la majorité des ions, il n'est pas possible de mettre en évidence des variations cycliques annuelles des concentrations, soit parce que ces variations sont trop faibles pour être interprétées, soit parce qu'elles

ne semblent pas liées à la variation annuelle du cycle de recharge de la nappe (Figure 6-26, Tableau 6-3).

Deux qualitomètres 00814X0065/P et 01277X0181/F ne montrent pas de relations entre la piézométrie et les concentrations en ions majeurs.

Des variations cycliques annuelles semblent pouvoir être mises en évidence pour certains ions sur cinq qualitomètres (Figure 6-26, Tableau 6-3).

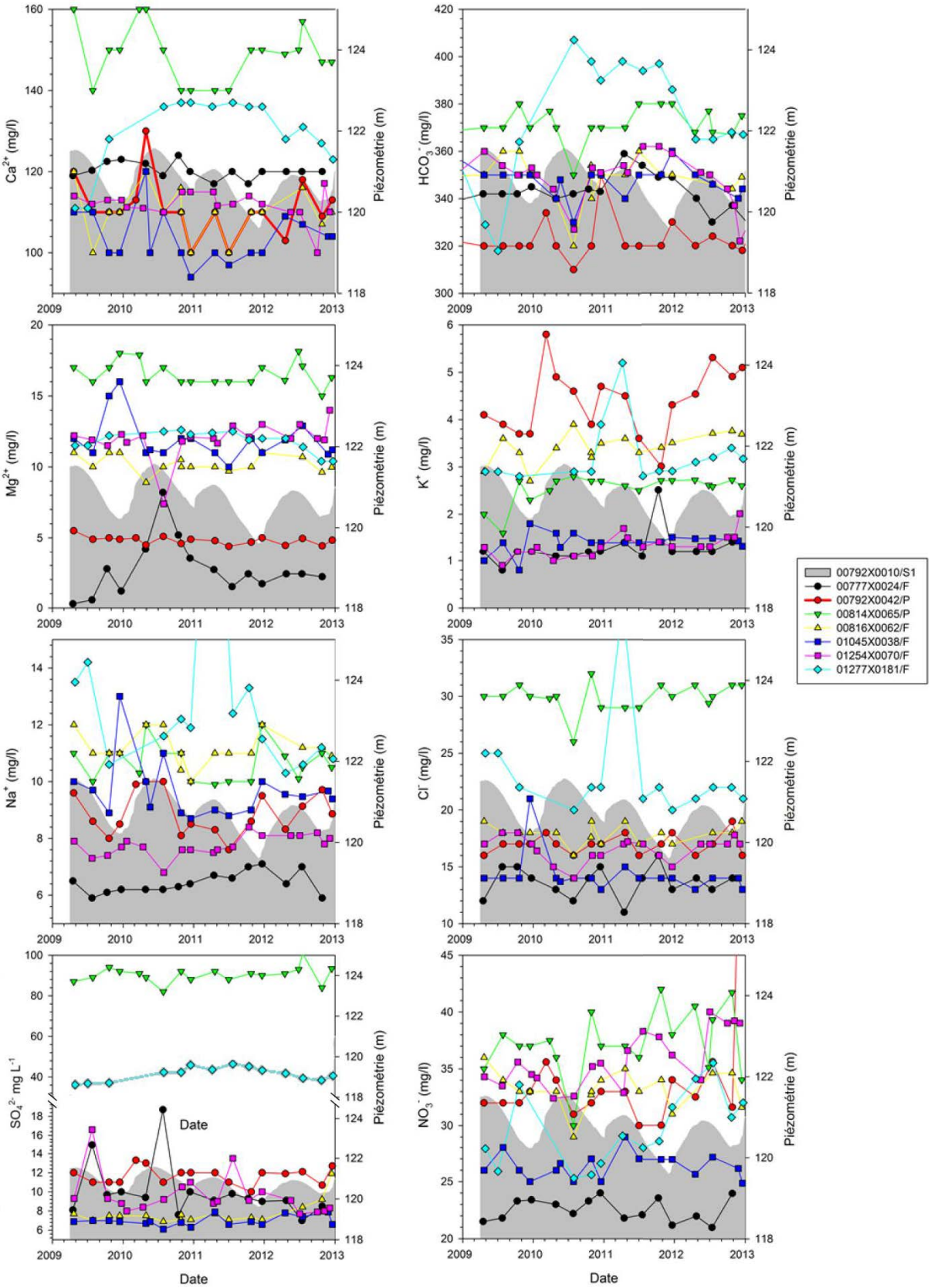


Figure 6-26 : Variations temporelles des concentrations en ions majeurs en mg L^{-1} de 7 qualitomètres comparées à la variation de la piézométrie de la nappe de la craie enregistrée par le piézomètre 00792X0010/S1 (données de la Banque ADES).

Tableau 6-3 : Caractérisation des variations temporelles des concentrations en ions de 7 qualitomètres. = : la concentration en ion évolue dans le même sens que la piézométrie (= ? : semble évoluer dans le même sens). ≠ : la concentration en ion évolue en sens inverse de la piézométrie (≠ ?: semble évoluer en sens inverse). ? : pas de lien discernable entre la concentration et la piézométrie.

Qualitomètre	Ca^{2+}	HCO_3^-	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-
00777X0024/F	?	?	?	?	?	**≠**	?	**≠**
00792X0042/P	?	**≠**	?	**=**	**= ?**	?	**=**	?
00814X0065/P	?	?	?	?	?	?	?	?
00816X0062/F	?	?	?	**= ?**	**= ?**	?	?	?
01045X0038/F	?	?	**≠ ?**	?	?	?	?	?
01254X0070/F	**≠ ?**	?	?	**≠ ?**	**≠ ?**	?	**≠ ?**	**≠**
01277X0181/F	?	?	?	?	?	?	?	?

Ces variations peuvent être divisées en deux catégories.

<u>Les variations des concentrations en ions sont simultanées aux variations de la piézométrie</u> : les qualitomètres 00792X0042/P et 00816X0062/F présentent des variations simultanées de la piézométrie et des concentrations en K^+ et Na^+. En parallèle le qualitomètre 00792X0042/P montre une augmentation des HCO_3^- en période d'étiage. Ces variations sont cependant difficiles à discerner et il semble hasardeux de les interpréter en terme de système de recharge de la nappe.

<u>Les variations des concentrations en ions sont inversées par rapport aux variations de la piézométrie</u> : le qualitomètre 01254X0070/F est celui pour lequel les variations temporelles de la géochimie en fonction de la piézométrie sont les plus marquées. On observe une baisse des concentrations en Ca^{2+}, K^+, Na^+, SO_4^{2-} et NO_3^- lors des pics de piézométrie. Le même type de variation est observable pour le qualitomètre 00777X0024/F, mais seulement pour les ions Cl^- et NO_3^-. Cette baisse des concentrations en ions peut être interprétée comme l'arrivée d'eau diluée par les eaux de pluie circulant à travers la fracturation. En 2010, une baisse générale des concentrations en NO_3^- et Cl^- est observable pour tous les qualitomètres. Durant la période 2010/2011 la piézométrie de la nappe de la craie est légèrement plus haute que durant la période 2009/2013 ce qui pourrait expliquer la baisse de ces deux ions par dilution des eaux de la nappe (par des eaux de pluie circulant rapidement et étant moins chargées).

Le qualitomètre 01277X0181/F montre une très forte augmentation des ions Na^+ et Cl^- le 7 avril 2011 (+13 et +16 mg L^{-1} respectivement). Ces fortes concentrations sont observées en période de hautes eaux et peuvent être interprétées comme étant dues à l'arrivée d'eau hivernale polluée par le salage des routes.

Sept qualitomètres ont pu être utilisés pour étudier la variabilité temporelle de la géochimie. La période 2009/2013 pour laquelle la fréquence d'échantillonnage est la plus élevée ne montre pas de différences hautes eaux/basse eaux très marquées. Les variations temporelles des concentrations en ions des qualitomètres étudiés sont relativement faibles et donc difficiles à interpréter. Cette stabilité de la géochimie au cours du temps (en faisant l'hypothèse que l'échantillonnage est suffisamment représentatif) pourrait montrer la prédominance de la recharge de la nappe par effet piston (et donc l'arrivée d'eaux anciennes aux variations plus tamponnées). Seul le qualitomètre 01254X0070/F semble présenter des variations cycliques annuelles marquées, avec une baisse générale des concentrations en ions en période de recharge. En 2010 on observe également une baisse générale des concentrations en NO_3^- et Cl^-. Ces variations pourraient indiquer une recharge de la nappe par l'arrivée d'eaux récentes circulant à travers le réseau de fractures (eaux âgées de quelques mois). Pour quelques piézomètres on observe une augmentation des concentrations en Na^+, K^+ et SO_4^{2-} avec l'augmentation de la piézométrie. Cependant ces variations ne sont pas interprétables en l'état et d'autres investigations seraient nécessaires. Un échantillonnage à plus haute fréquence, couplé à la mesure de la piézométrie pour quelques forages sélectionnés (avec différentes formations superficielles par exemple) pourrait permettre d'aller plus loin dans la compréhension hydrodynamique du système. De même, il pourrait être intéressant d'étudier ces variations avec de plus forts contrastes hautes eaux/basse eaux.

2.3 Conclusion sur le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de la craie à l'échelle régionale

A l'échelle régionale, l'étude du fonctionnement hydrodynamique a permis de mettre en évidence une réponse lente de la nappe de la craie avec des TR relativement élevés (entre 69 et 212 jours). Deux types de recharges pourraient coexister : recharge par effet piston et recharge par des eaux récentes circulant préférentiellement par la fracturation. L'analyse de la variabilité temporelle de la géochimie semble montrer une forte stabilité de la qualité des eaux, allant dans le sens d'apport d'eau par effet piston. Seul un qualitomètre semble montrer une dilution des eaux en période de recharge. Cependant, l'échantillonnage n'est pas

suffisamment dense pour pouvoir exclure l'hypothèse d'écoulements rapides par la fracturation au sein de la ZNS pour les autres qualitomètres.

Chapitre 3. Conclusion sur l'impact des facteurs géologiques sur la géochimie et sur l'hydrodynamique de la nappe libre de la craie à l'échelle régionale

Dans cette partie l'étude du fonctionnement de la nappe libre de la craie au Nord-Ouest de Paris a permis de mettre en évidence :

- Une forte variabilité spatiale de la géochimie (ions majeurs et atrazine)
- Une forte variabilité spatiale du niveau d'eau (temps de réponse et vitesse modale).
- Une relativement faible variabilité temporelle de la géochimie
- Des variations piézométriques de faible amplitude et de basse fréquence.

Des facteurs de contrôle de la variabilité spatio-temporelle de la géochimie et du fonctionnement hydrodynamique de la nappe de la craie ont été identifiés :

- la ZNS crayeuse (épaisseur et perméabilité)

L'épaisseur de la ZNS semble contrôler le TR mais aussi la Vm de la réponse de la nappe de la craie. L'absence d'augmentation rapide du niveau d'eau et de variation temporelle marquée de la géochimie semble indiquer que les écoulements dans la ZNS sont majoritairement dominés par la matrice (avec des écoulements « non-préférentiels » à travers la fracturation).

- Les formations superficielles (nature et épaisseur)

La géochimie des eaux de l'aquifère de la craie sous couverture argilo-sableuse Tertiaire se distingue clairement de celle des eaux de l'aquifère de la craie couverte par des épaisseurs plus ou moins fortes d'argiles à silex, avec un enrichissement marqué en Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, SO_4^{2-}, K^{+}, et Cl^{-}.

- L'occupation des sols

L'occupation des sols semble pouvoir être reliée aux concentrations en NO_3^{-}.

- Les caractéristiques de la Peff

La variabilité annuelle et pluriannuelle des Peff contrôle la variabilité annuelle et pluriannuelle des variations du niveau d'eau. Cependant, la variabilité inter-annuelle des TR et des Vm n'a pas pu être reliée directement à l'importance des Peff.

L'amélioration des connaissances sur le fonctionnement de la nappe libre de la craie au Nord-Ouest de Paris, et notamment de la variabilité temporelle, est limitée par le nombre et la qualité des données disponibles à cette échelle.

Il serait intéressant de pouvoir suivre la qualité géochimique des piézomètres en même temps que la variation du niveau d'eau avec, par exemple, un suivi continu de la conductivité électrique et un suivi hebdomadaire des concentrations en ions majeurs. Ce suivi simultané pourrait permettre de distinguer et/ou quantifier les apports d'eau circulant préférentiellement par la fracturation par rapport aux apports d'eaux par effet piston.

De même, la variabilité temporelle de la géochimie de quelques qualitomètres sélectionnés (par exemple en fonction de la nature et de l'épaisseur des formations superficielles ou de l'occupation des sols) et équipés de conductimètre pourrait être suivie à plus haute fréquence. Les données obtenues permettraient de mieux caractériser la variation temporelle et de déterminer les facteurs de contrôles de ces variations (formations superficielles, porosité/perméabilité de la ZNS...).

L'épaisseur des argiles à silex ne semble pas avoir d'impact sur la géochimie ou sur l'hydrodynamique de la nappe de la craie. Cependant, afin de vérifier ce premier résultat il serait intéressant de cartographier l'épaisseur des argiles à silex sur la zone d'étude. L'analyse du rôle des argiles à silex pourrait être recentrée sur une zone sans dépôt argilo-sableux Tertiaire et où les épaisseurs d'argiles à silex sont très contrastées.

Partie 7. Etude du fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud.

Partie 7. Etude du fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud

Dans cette Partie, l'objectif est d'étudier le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie et d'analyser le rôle de la ZNS, des pratiques culturales et du climat, à une échelle locale : la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud.

De nombreuses études se sont intéressées aux transferts d'eau et de solutés au sein de la ZNS de la craie (e.g. Dever et al., 1982 ; Ireson et al., 2006 ; Mathias et al., 2005, 2006 ; Brouyère, 2001 ; Van den Daele et al., 2007 ; Ireson et Butler 2011 Keim et al., 2012). Ces études ont permis d'identifier différents type de transferts caractérisés par des vitesses et des processus différents :

- les transferts matriciels gravitaires (échanges avec la fracturation, vitesses très faibles).
- les transferts par effet piston (relativement rapides).
- les transferts préférentiels par la fracturation (court-circuitent la matrice, relativement rapides).
- les transferts karstiques (par les réseaux de conduits, vitesses très élevées).

Les parts respectives et les caractéristiques (dynamique temporelle, qualités physicochimiques et géochimiques…) de ces différents flux transitant à travers la ZNS sont très difficiles à définir et varient beaucoup d'un site à l'autre. L'utilisation de modèles numériques (voir Partie 1, paragraphe 2.1.1.3) a permis de montrer le rôle des caractéristiques du forçage d'entrée (une Peff intense favorise les transferts directs par la fracturation) et de l'épaisseur du « sol » (un sol épais joue un effet tampon et diminue la part des écoulements directs par la fracturation). L'impact des argiles à silex en particulier est encore mal connu et varie beaucoup d'un site à l'autre (voir Partie 1, paragraphe 2.1.1.4).

Malgré son rôle essentiel sur l'hydrodynamique et la géochimie des eaux de la craie, la ZNS reste un milieu difficile à étudier sur le terrain. La plupart des études n'ont pas d'accès direct à la ZNS (e.g. Edmunds et al., 1987 ; Valdés, 2005 ; Lee et al., 2006 ; Stuart et Smedley, 2009 ; El Janyani et al., 2012). En effet, en étudiant les eaux de piézomètres de la nappe ou de sources, les flux sortant de la ZNS sont mélangés aux flux de la nappe amont et influencés par la vidange de la nappe. Les transferts dans la ZNS sont donc masqués par le fonctionnement global de la nappe. Les études portant directement sur la ZNS n'ont souvent accès qu'à quelques points de mesures équipés de bougies poreuses, de lysimètres ou de piézomètres se limitant

aux premiers mètres de profondeur avec la difficulté de connaître la représentativité de cet échantillonnage très local (e.g. Dever et al., 1982 ; Ireson et al., 2006 ; Brouyère, 2001 ; Van den Daele et al., 2007). Très peu de sites permettent d'échantillonner directement les eaux en sortie de la ZNS de la craie : c'est le cas du site de Keim et al. (2012) qui permet d'étudier les débits de percolation dans un tunnel situé dans la ZNS de la craie (avec différentes épaisseurs de ZNS). Cependant ce tunnel n'a pas d'accès aux eaux de la nappe et ne permet donc pas de comparer ZS et ZNS.

La cavité de Saint-Martin-le-Nœud (Figure 7-1) constitue un site remarquable pour l'étude des eaux souterraines de la craie car :

(5) il permet un accès direct aux eaux provenant de la ZNS (eaux de percolations).

(6) il permet un accès à la nappe de la craie à l'interface ZS/ZNS (lacs souterrains).

(7) il est situé au sein d'un dôme piézométrique, limitant fortement l'influence de l'amont hydraulique. On peut donc étudier directement l'impact de la ZNS

(8) Les caractéristiques de la ZNS et les pratiques agricoles sont hétérogènes et contrastées (épaisseur de la craie de la ZNS et des argiles à silex variables, utilisation d'intrants plus ou moins importante...) de même que la géochimie des eaux souterraines (Partie 4) et ce à l'échelle d'un km de long.

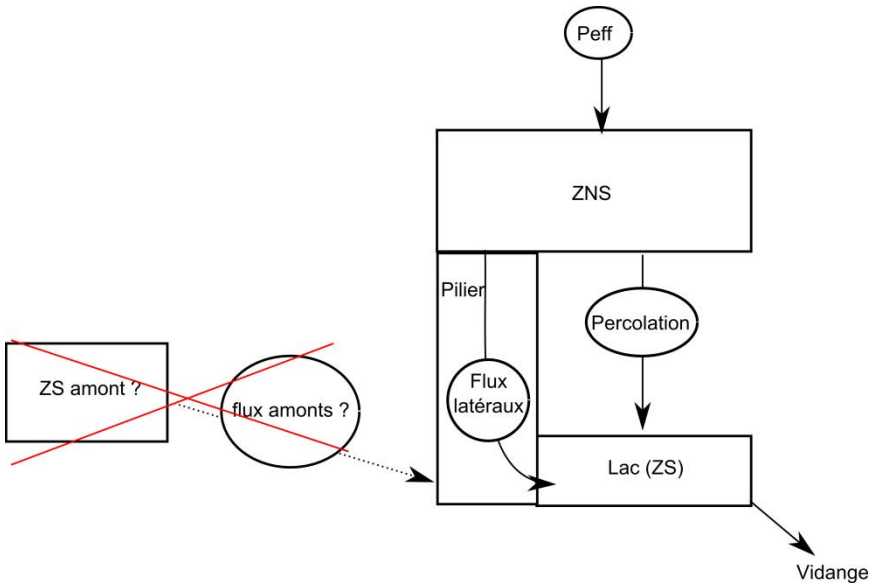


Figure 7-1 : Schéma du bilan hydrologique d'un lac de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud.

Partie 7. Etude du fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud

Cette thèse constitue la première étude hydrogéologique approfondie de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud. La forte densité des sites de mesure à instrumenter et à échantillonner fait à la fois sa richesse et sa complexité. En effet, dans un premier temps le plus grand nombre possible de sites a été suivi. Les paramètres suivis étant différents d'un site à l'autre et d'une campagne à l'autre, suivant l'approche utilisée, on sélectionnera les sites/campagnes en fonction des paramètres disponibles.

Grâce aux sites de Saint-Martin-le-Nœud plusieurs questions portant sur le rôle du contexte géologique, climatique et anthropique sur l'hydrodynamique et la géochimie des eaux souterraines de la craie sont étudiées dans cette partie :

- Quel est l'impact des argiles à silex ?

Les argiles à silex jouent-elles ici un rôle protecteur comme le suggère Brouyère (2001) ou au contraire, concentrent-elles les écoulements d'eau de surface dans des chemins préférentiels d'écoulement au sein de la ZNS comme suggéré par l'étude de Valdés et al. (2014) ?

- Quels sont les impacts de l'épaisseur et des perméabilités de la partie crayeuse de la ZNS ?

Les différents types de transferts liés aux différentes porosités contrôlent en partie l'hydrodynamique et la géochimie des eaux (voir Partie 1). Suivant les modes de transferts dominants au sein de la ZNS, son épaisseur peut jouer un rôle plus ou moins important sur le temps de transfert des eaux et des solutés : par exemple, si les transferts matriciels lents dominent, avec des vitesses de l'ordre de 1 m an^{-1}, une ZNS plus épaisse de quelques mètres peut retarder l'arrivée des eaux et solutés jusqu'à la nappe de plusieurs années.

- Quel est l'impact des caractéristiques de la Peff ?

Le volume et l'intensité de la pluie peuvent contrôler l'activation de certains transferts au sein de la ZNS (effet piston, transferts rapides par le réseau de fractures ; Ireson et Butler, 2009).

- Comment les pratiques culturales influent sur la qualité des eaux ?

Tout comme dans le chapitre précédent la méthode utilisée consiste à caractériser la variabilité spatio-temporelle de la géochimie et de l'hydrodynamique des eaux de la craie et à croiser ces résultats aux informations concernant l'occupation des sols, les formations superficielles et la ZNS.

Partie 7. Etude du fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud

Cette Partie s'organise en trois chapitres :

Le premier chapitre analyse le rôle des formations superficielles et de la ZNS sur la variabilité spatiale de la géochimie des eaux souterraines de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud (ions majeurs, Atrazine et Déséthylatrazine).

Le deuxième chapitre étudie le rôle des formations superficielles et de la ZNS sur l'hydrodynamique des eaux souterraines de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud (débits de percolation, niveau des lacs et variations temporelles de la géochimie).

Enfin les conclusions de ces deux chapitres seront synthétisées et une vision globale du fonctionnement hydrodynamique et géochimie de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud sera proposée.

Chapitre 1. Hétérogénéité spatiale de la géochimie des eaux souterraines de la craie dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, impact de la ZNS.

La géochimie des eaux souterraines résulte des apports de surface (eaux météoriques et intrants agricoles) et des interactions eau-roche. Il est particulièrement intéressant d'étudier les variations spatiales de la géochimie des eaux de la craie à Saint-Martin-le-Nœud pour trois raisons. Premièrement, l'hétérogénéité spatiale de la géochimie est très importante à l'échelle de la carrière ce qui est inattendu à l'échelle d'un kilomètre de long (par exemple la concentration en NO_3^- varie de 8 à 99 mg L^{-1} et celle en HCO_3^- varie de 78 à 326 mg L^{-1} dans les eaux des lacs). Deuxièmement, cette hétérogénéité peut être croisée aux caractéristiques de la ZNS (épaisseur des argiles à silex et épaisseur de la ZNS) afin de remonter aux processus contrôlant la géochimie des eaux. Troisièmement, l'amont hydrogéologique peut être considéré comme nul ou très faible.

On s'intéresse ici à la variabilité spatiale de la géochimie des eaux des lacs. Elle est largement supérieure à la variabilité temporelle (Annexe 9, Partie 4.2.3). Ainsi, pour simplifier, la distribution spatiale de la géochimie est étudiée ici à partir des données de deux campagnes de prélèvements :

- La campagne du 18/07/2013 pour laquelle les concentrations en ions majeurs des eaux ont été analysées (eaux des 15 principaux lacs et eaux de percolation ; Annexe 10, Annexe 11).
- La campagne du 02/05/2013 pour laquelle les concentrations en Atrazine et Déséthylatrazine des eaux de 3 lacs et des eaux de percolations (4 sites) ont été analysées.

L'étude de l'hétérogénéité spatiale des eaux de percolation permet de remonter plus finement et directement aux processus ayant lieu dans la ZNS et contrôlant la géochimie des eaux. Un premier suivi de la percolation, dont la représentativité sera discutée par la suite, a été mis en place. En première approche, il est intéressant de comparer les données lacs/percolations, à un instant T (Juillet 2013).

Les concentrations en pesticides sont donc utilisées à titre complémentaire, pour étudier l'impact des eaux de surface et comme outil de « datation » des eaux (l'Atrazine ayant été interdite en 2001).

Cette partie s'organise en 4 sous-parties :

- la première sous-partie présente les concentrations en ions majeurs des eaux des lacs et des eaux de percolation prélevées le 18/07/2013 ainsi que les concentrations en Atrazine et Déséthylatrazine des échantillons prélevés le 02/05/2013.
- la deuxième sous-partie caractérise l'hétérogénéité spatiale de la géochimie des eaux des lacs et discutera de l'origine des différents ions majeurs.
- la troisième sous-partie analyse les liens entres les ions majeurs et les caractéristiques de la ZNS.
- Enfin, la quatrième sous-partie compare les concentrations en ions majeurs et en pesticides des eaux des lacs et des eaux de percolation.

1.1 Une forte variabilité spatiale de la géochimie des eaux des lacs

Les concentrations en ions majeurs (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, Cl^-, K^+, SO_4^{2-} et NO_3^-) et les paramètres physicochimiques des eaux des lacs (température, pH, conductivité électrique et concentration en O_2 dissous) de la campagne de Juillet 2013 sont fournis en annexe (Annexe 10).

Afin d'étudier l'organisation spatiale de la géochimie des eaux des lacs, leurs concentrations en ions majeurs et en pesticides en fonction de la distance du point de prélèvement à l'entrée de la cavité sont présentées (Figure 7-2).

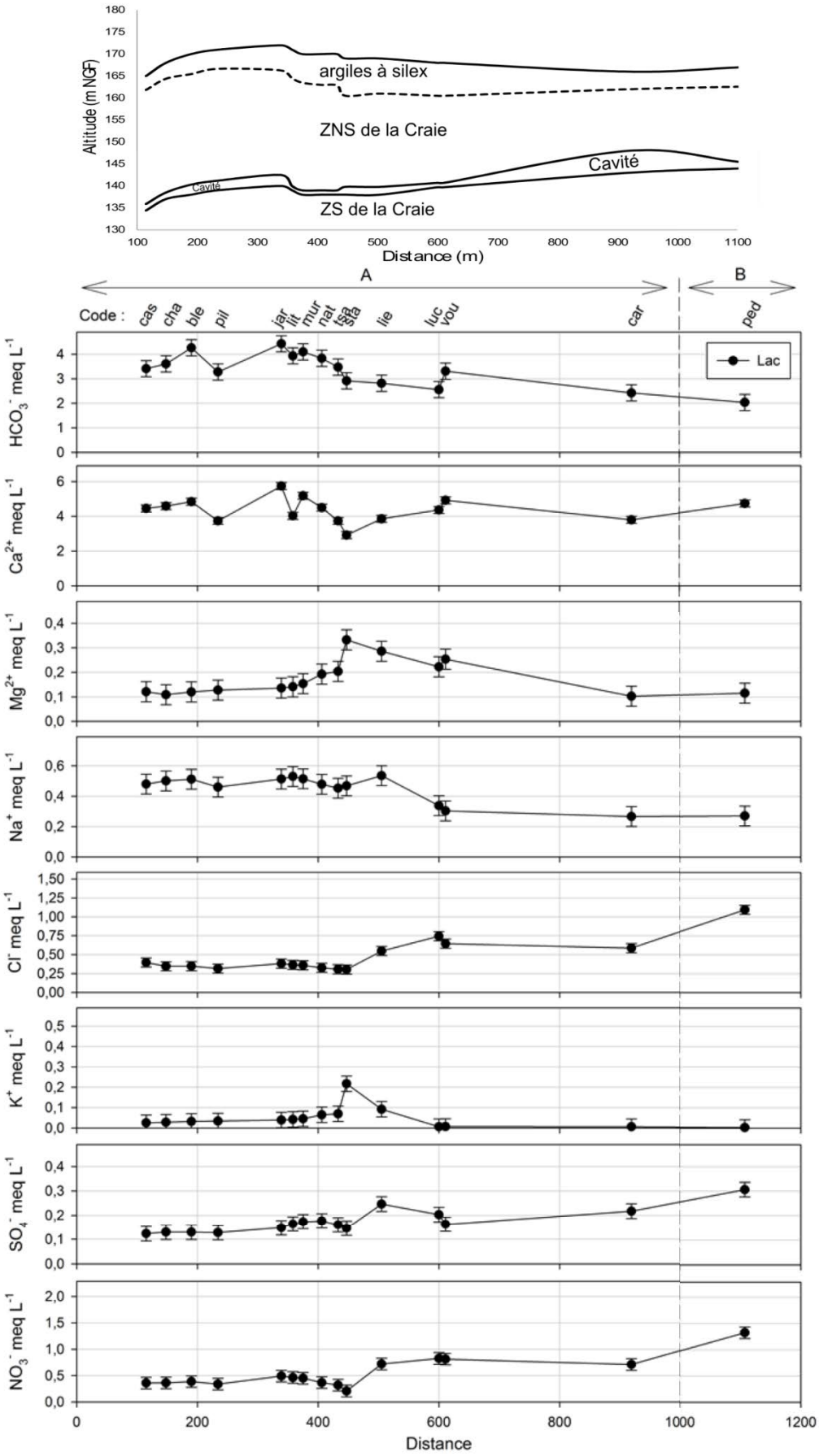


Figure 7-2 : Hétérogénéité spatiale de la concentration en ions majeurs des eaux des lacs prélevées lors d'une campagne en juillet 2013 et coupe schématique de la ZNS au-dessus de la cavité.

La Figure 7-2 permet de mettre en évidence une forte hétérogénéité spatiale organisée de la concentration en ions majeurs des eaux des lacs. Une telle hétérogénéité est inattendue à cette échelle (distance inférieure à 1 km). Elle est observable pour tous les ions majeurs, qu'ils soient issus de la dissolution de la craie comme HCO_3^- (qui varie de 2,03 à 4,43 meq L^{-1} avec une moyenne de 3,36 ± 0,7 meq L^{-1}) ou pour les ions provenant des pratiques agricoles comme les NO_3^- (qui varient de 0,21 à 1,33 meq L^{-1}, avec une moyenne de 0,54 ± 0,29 meq L^{-1}). Le lac Pedro se distingue clairement des autres lacs de par ses très fortes concentrations en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}.

1.1.1 Analyses des relations entre les différents ions majeurs

Afin d'étudier l'hétérogénéité spatiale de la géochimie des eaux des lacs (campagne de juillet 2013), une analyse en composante principale (ACP) a été réalisée avec 8 variables géochimiques (HCO_3^-, Ca^{2+} Mg^{2+}, Na^+, Cl^-, K^+, SO_4^{2-} et NO_3^-) et 14 individus contributifs. Le lac Pedro étant trop différent des autres, il a été ajouté comme individu supplémentaire. Le Tableau 7-1 présente la matrice des corrélations des variables et la Figure 7-3 montre l'espace factoriel avec les variables et les individus.

Tableau 7-1 : Matrice des corrélations des ions majeurs. Les valeurs significatives avec un intervalle de confiance de 95% sont mises en gras. Le lac Pedro étant trop différent des autres lacs, il n'a pas été pris en compte pour les calculs.

Variables	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-
Cl^-	**1**	**0,63**	**0,95**	**-0,72**	-0,43	0,24	0,10	-0,53
SO_4^{2-}		**1**	**0,70**	-0,31	-0,01	0,38	-0,18	-0,45
NO_3^-			**1**	**-0,62**	-0,50	0,16	0,23	-0,39
Na^+				1	0,35	-0,10	0,13	**0,61**
K^+					**1**	**0,69**	**-0,58**	-0,09
Mg^{2+}						**1**	-0,43	-0,33
Ca^{2+}							**1**	**0,67**
HCO_3^-								**1**

L'analyse par ACP montre une forte structure des données, avec deux facteurs exprimant 75% de la variance totale (Figure 7-3).

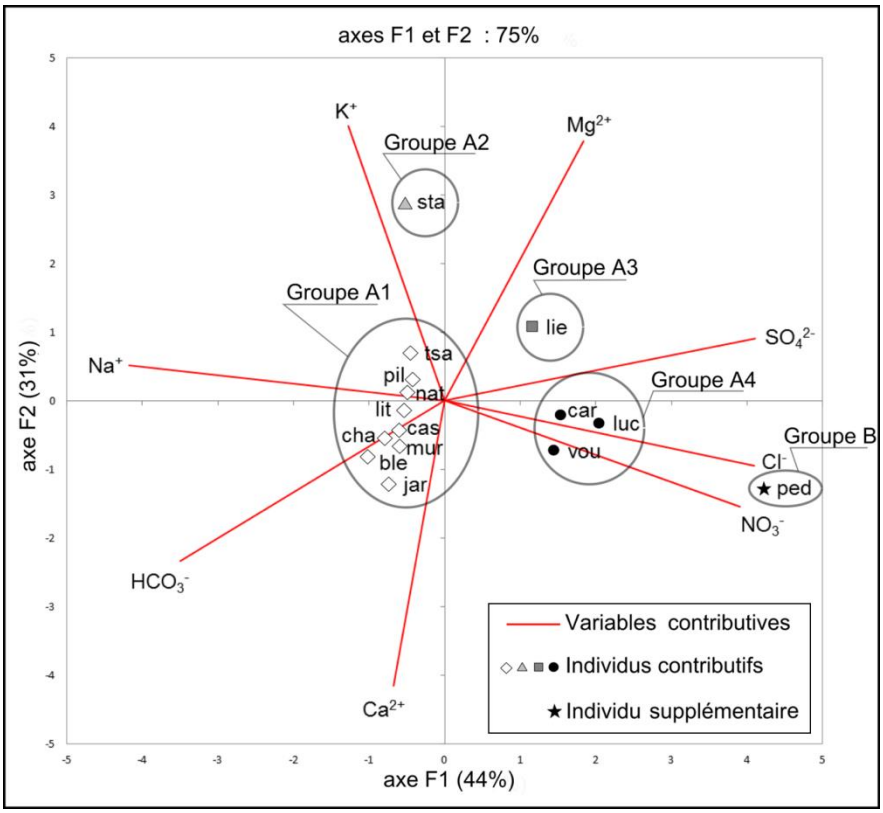


Figure 7-3 : ACP de l'hétérogénéité spatiale de la concentration en ions majeurs des eaux des lacs. Cette ACP est réalisée avec : 8 variables contributives (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-), 14 individus contributifs (cas, cha, ble, pil, jar, lit, mur, nat, tsa, sta, lie, luc, vou, car) et 1 individu supplémentaire (ped). Les lacs sont divisés en 5 groupes (A1 : losanges blancs ; A2 : triangles gris; A3: carrés gris foncé ; A4 : disques noirs ; B: étoiles noires).

Le facteur F1 (44%) est fortement et positivement représenté par les ions allochtones (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}) et négativement représenté par Na^+ et plus faiblement par HCO_3^-. Le facteur F2 (31%) est représenté positivement par les ions Mg^{2+} et K^+ et négativement par l'ion Ca^{2+}.

La structure de l'espace factoriel suggère que les ions Mg^{2+} et K^+ ont une origine différente des ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}. De plus, contrairement à ce qui est communément observé pour les eaux des aquifères carbonatés, HCO_3^- et Ca^{2+} sont relativement faiblement corrélés (r=0,67 ; Tableau 7-1) et Na^+ et Cl^- sont anticorrélés (r=-0,72 ; Tableau 7-1), suggérant que ces ions sont contrôlés par des processus différents et originaires de différentes sources.

L'organisation des individus projetés dans le nouvel espace factoriel sur les axes principaux de l'ACP permet de distinguer clairement 5 groupes de lacs avec des types d'eau différents (Figure 7-3, Figure 7-4) :

- Le groupe A1 (9 lacs : Casterêt, Champignonnière, Bleu, Piliers, Jardin, Lithoclase, Murine, Nation et Tsar, de 0 à 433 m sur l'axe des distances) est caractérisé par des eaux riches en Na^+ et pauvres en NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} et K^+.
- Le groupe A2 (1 lac : Stalactites, à 447 m) est très riche en Mg^{2+} et K^+.
- Le groupe A3 (1 lac : Liège, à 505 m) est relativement riche en Mg^{2+}, K^+, NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^-.
- Le groupe A4 (4 lacs : Lucarne, Voutes et Carrefour, de 600 à 1000 m) est marqués par de fortes concentrations en NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^-
- Le groupe B (1 lac : Pedro à 1108 m) est très riche en NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^-.

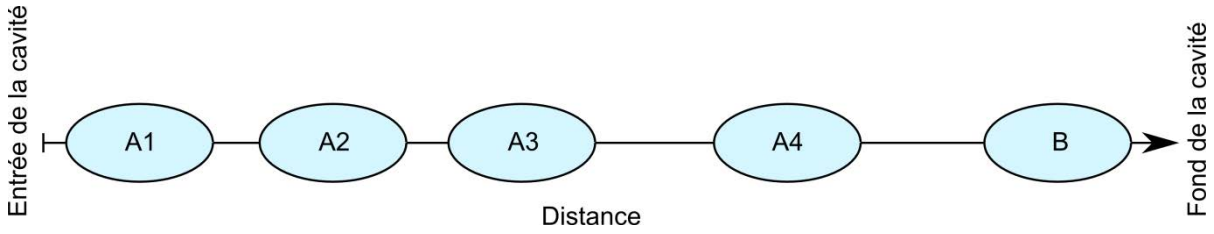


Figure 7-4 : Schéma de l'organisation des groupes de lacs dans la cavité.

1.1.2 Origines des ions

Afin de mieux comprendre la géochimie des eaux des lacs et de mettre en évidence les origines des ions majeurs et les processus affectant leur concentration, les relations entre différents ions ou groupes d'ions sont présentées Figure 7-5.

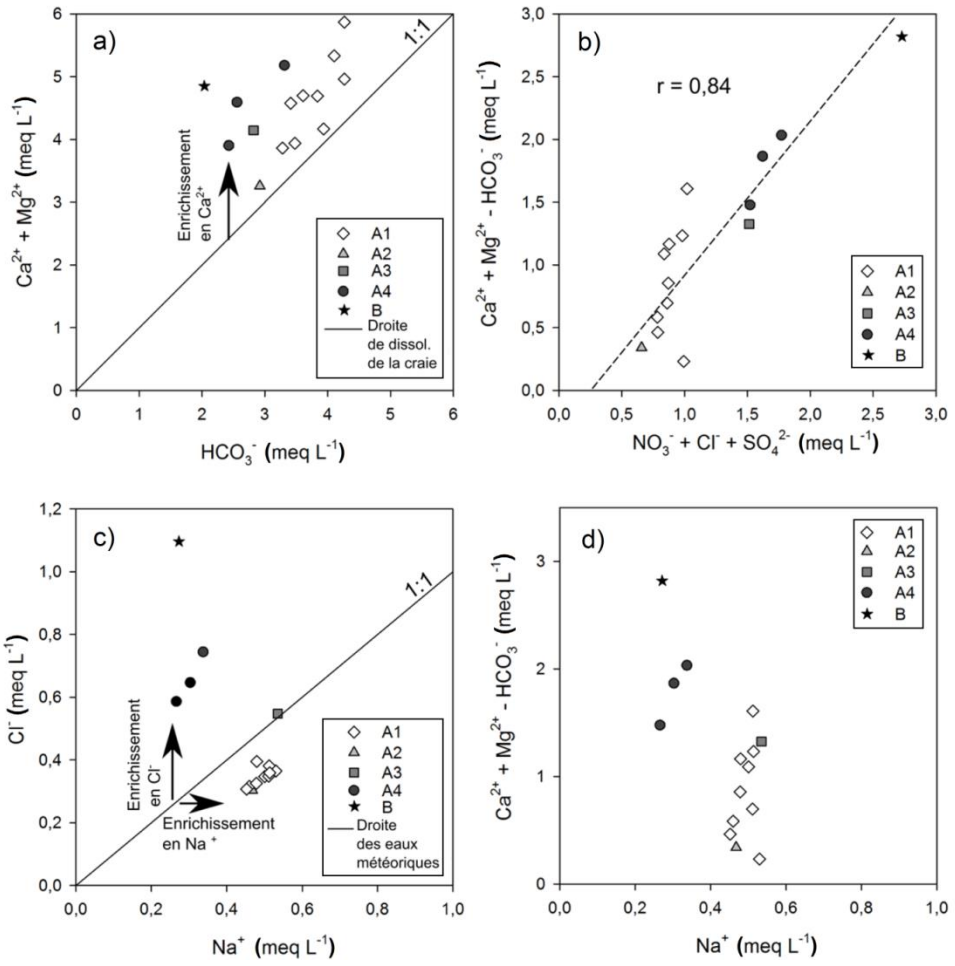


Figure 7-5 : Concentration en ions en meq L^{-1}. a) $[Ca^{2+} + Mg^{2+}]$ *versus* HCO_3^- (la ligne continue 1:1 représente la droite théorique de dissolution de la craie). b) $[Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-]$ *versus* $[NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}]$. c) Na^+ *versus* Cl^- (la ligne continu 1:1 représente la droite des eaux météoriques). d) $[Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-]$ *versus* Na^+.

1.1.2.1 Origine des ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}

Cl^- et SO_4^{2-} sont tous les deux très bien corrélés avec NO_3^- (r=0,95 et r=0,70 respectivement ; Tableau 7-1). NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} ont donc probablement une origine agricole commune (Négrel et Pauwels, 2004; Darwish et al., 2011). Le lac Pedro se distingue des autres lacs : il possède des concentrations très élevées pour ces trois ions et semble donc plus fortement impacté par les pratiques agricoles en surface de la cavité.

1.1.2.2 Origines des ions Mg^{2+} et K^+

La craie du Bassin de Paris peut être faiblement magnésienne. La dissolution des minéraux de dolomite de la craie est donc une source classique de magnésium dans les eaux souterraines de la craie. Laignel (1997) donne des pourcentages massiques de MgO et de K_2O dans les craies du Santonien au Turonien, variant respectivement

autour de 2,65 à 9,81 % (cohérent avec ceux donnés par la notice de la carte géologique de Beauvais ; BRGM, 1974) et de 2,92 à 4,04 (contre 0,1 à 0,05 d'après le BRGM, 1974). Les argiles de la couche d'argile à silex et de la craie peuvent également fournir des ions Mg^{2+} ainsi que des ions K^+ aux eaux souterraines circulant dans ces formations (Stuart et Smedley, 2009). Ici, les ions Mg^{2+} et K^+ sont bien corrélés (r=0,69 ; Tableau 7-1). Cela suggère une origine commune : ils proviennent donc probablement des argiles à silex et peu ou pas de la dolomite de la craie.

1.1.2.3 Origines des ions Ca^{2+} et HCO_3^-

L'aquifère de la craie est composé principalement de carbonates. La dissolution de la craie est généralement la seule origine des ions Ca^{2+} et HCO_3^- et le ratio entre ces deux ions (en meq L^{-1}) est égal à 1 (Edmunds et al., 1987).

Les eaux des lacs souterrains de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud montrent une corrélation étonnamment faible (r=0,67 ; Tableau 7-1). La somme des concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} comparée aux concentrations en HCO_3^- est présentée Figure 7-5a. Tous les points sont au-dessus de la droite de dissolution de la calcite. Cette distribution est très probablement liée à un enrichissement en Ca^{2+} (Mg^{2+} est négligeable devant Ca^{2+}). Nos mesures montrent que les eaux des lacs sont saturées en O_2 (Annexe 10). Cette saturation en oxygène résulte de leur contact avec l'air de la ZNS et de l'atmosphère de la carrière. Ce résultat est cohérent pour les eaux de nappe de la craie libre (Edmunds et al., 1987). Dans ces conditions oxydantes, il n'y a pas de réduction des ions HCO_3^-. Cela indique donc que les ions Ca^{2+} ont une seconde origine en plus de la dissolution de la craie. L'excès de Ca^{2+} est défini pour la suite de l'étude comme :

$$excès\ de\ Ca^{2+} = Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-$$

a) <u>Origine de l'excès de Ca^{2+}</u>

L'excès de Ca^{2+} est comparé à la somme des ions d'origine agricole NO_3^-+ Cl^- + SO_4^{2-} (Figure 7-5b). Ces deux paramètres sont bien corrélés (r=0,84 ; Figure 7-5b). Tous les groupes de lacs sont alignés sur la droite de régression. Les groupes A3, A4 et B ont les plus fortes concentrations en excès de Ca^{2+} liées à de fortes concentrations en ions d'origine agricole. Ce résultat indique que l'excès de Ca^{2+} est probablement dû à un apport agricole. Deux usages agricoles du calcium sont

reportés par Bolan et al. (2003) et Otero et al. (2004) : l'utilisation de chaux (CaO) afin de contrôler le pH des sols (pratique employée par les agriculteurs de Saint-Martin-le-Nœud) et l'utilisation de fertilisants enrichit en Ca^{2+}.

1.1.2.4 Origine des ions Cl^- et Na^+

Les ions Cl^- et Na^+ des eaux souterraines proviennent généralement des eaux météoriques et leur rapport est fréquemment proche de 1 (Edmunds et al., 1987; Kloppmann et al., 1994). L'ion Cl^- est conservatif contrairement à Na^+ qui peut-être adsorbé et désorbé par les minéraux argileux (Pitman, 1978).

La concentration en Cl^- versus Na^+ est présentée Figure 7-5c. La droite des eaux météoriques (1:1) est reportée sur la figure. Ici, les eaux de la craie excepté le groupe A3, ne sont pas situées sur cette droite. Les groupes de lacs se distinguent clairement. Les groupes A4 et B montrent un fort enrichissement en Cl^-, respectivement de +3 et +8 meq L^{-1} au-dessus de la droite des eaux météoriques. Les lacs des groupes A1 et A2 sont en-dessous de la droite des eaux météoriques, montrant un enrichissement en Na^+.

a) Origine de l'excès de Cl^-

La très bonne corrélation (r=0,95 ; Tableau 7-1) entre Cl^- et NO_3^-, déjà décrite précédemment, montre que l'ion Cl^- possède une seconde origine (en plus de l'apport météorique) : cet apport est d'origine agricole et pourrait être dû à l'utilisation de fertilisant enrichi en Cl^- (Otero et al., 2004).

b) Origine de l'excès de Na^+

Des échanges cationiques entre Ca^{2+} et Na^+ sont possibles en présence d'argiles (Pitman, 1978). L'excès de Ca^{2+} comparé aux concentrations en Na^+ est représenté Figure 7-5d. La diminution de l'excès de Ca^{2+} semble reliée à un enrichissement en Na^+, apportant des indices d'un probable échange cationique entre le Ca^{2+} et le Na^+ d'origine argileuse (argiles à silex et/ou argiles de la craie). Ces échanges pourraient être plus importants pour les groupes A1, A2 et A3 (riches en Na^+ et relativement pauvres en excès de Ca^{2+}) et moindres pour les groupes A4 et B (pauvres en Na^+ et riches en excès de Ca^{2+}).

1.1.3 Etude de l'impact de la ZNS (argiles à silex et craie) et de l'usage des sols sur la géochimie des eaux.

La variabilité spatiale de la géochimie des eaux des lacs est-elle liée à la variabilité des pratiques agricoles, de l'épaisseur de la ZNS et/ou de l'épaisseur des argiles à silex ?

Afin d'étudier le lien entre les propriétés de la ZNS et la géochimie des eaux des lacs, l'épaisseur de la ZNS (données obtenues grâce à l'utilisation de l'UGPS) et la conductivité électrique apparente de la subsurface (Cond-EM31) ont été investiguées. La Cond-EM31 est utilisée comme un proxy de l'épaisseur des argiles à silex (voir Chapitres 3 et 4). Le choix a été fait d'attribuer à chaque lac la valeur de Cond-EM31 mesurée directement à l'aplomb (Annexe 10) en faisant l'hypothèse forte d'écoulements verticaux au sein de la ZNS. Un biais éventuel est ainsi introduit : en effet, il est possible que la zone de ZNS influençant la géochimie de chaque lac soit plus vaste et peut-être légèrement décalée de la verticale à cause de l'influence du pendage des couches de craie et de la fracturation sur les écoulements.

Ces propriétés sont croisées avec les concentrations en ions majeurs. Une deuxième ACP a été réalisée (Tableau 7-2, Figure 7-6). Six variables géochimiques ont été sélectionnées : anions agricoles (NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}), l'excès de Ca^{2+} (Ca^{2+} + Mg^{2+} − HCO_3^-), HCO_3^-, Na^+, K^+ et Mg^{2+}. L'épaisseur de ZNS (ép. ZNS) et l'épaisseur des argiles à silex (Cond-EM31) sont ajoutées comme variables supplémentaires. Le lac Pedro est pris comme individu supplémentaire.

Tableau 7-2 : Matrice des corrélations des ions majeurs (Excès de Ca^{2+} = Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^- ; Ions agric. = NO_3^- + SO_4^{2-} + Cl^-) avec l'épaisseur de la ZNS (ép. ZNS) et la conductivité électrique apparente (Cond-EM31). Les valeurs significatives avec un intervalle de confiance de 95% sont mises en gras (14 individus, le lac Pedro n'est pas pris en compte).

	Na^+	K^+	Mg^{2+}	HCO_3^-	Excès de Ca^{2+}	Ions agric.
Cond-EM31	−0,02	**0,54**	**0,88**	−0,10	−0,07	0,31
ép. ZNS	**0,79**	0,29	0,16	**0,58**	−0,43	−0,47

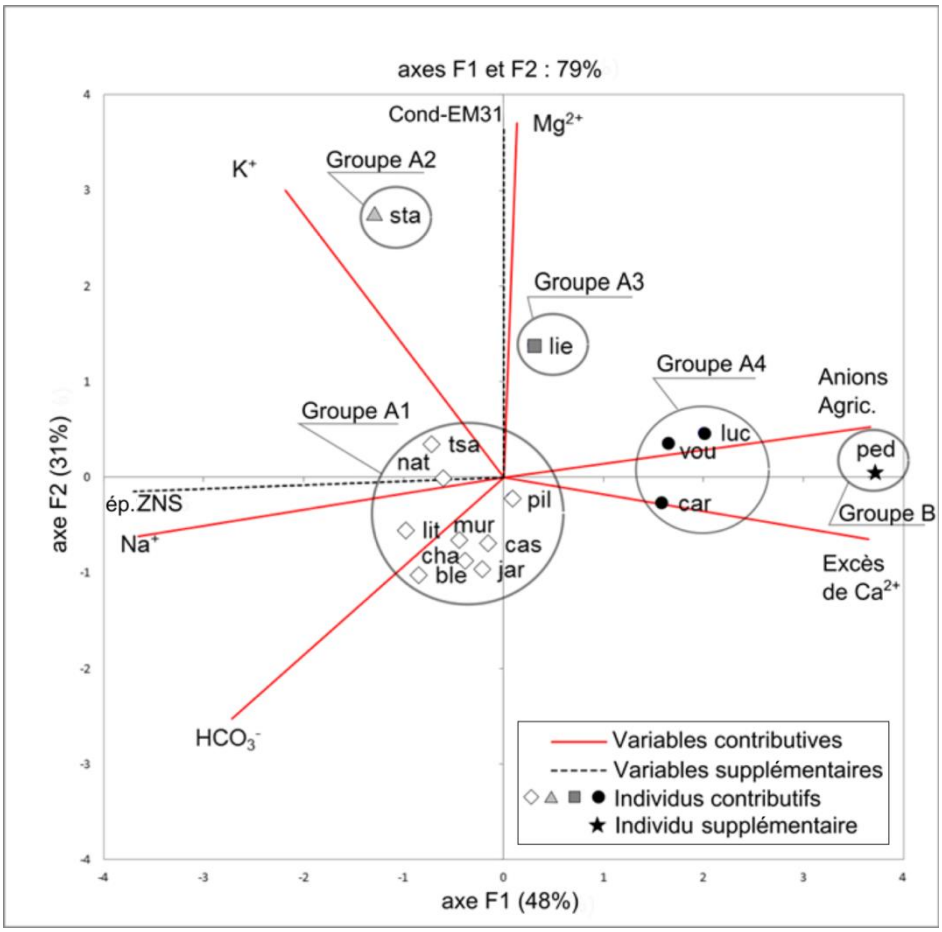


Figure 7-6 : ACP de la géochimie interprétée des eaux des lacs et des variables physiques de la ZNS : l'épaisseur de la ZNS (ép. ZNS) et conductivité électrique apparente de subsurface (Cond-EM31). Cette ACP est réalisée avec : 6 variables contributives [HCO_3^-, Na^+, K^+, Mg^{2+}, Anions agric. (NO_3^- + SO_4^{2-} + Cl^-), excès de Ca^{2+}] ; 2 variables supplémentaires (ép. ZNS et Cond-EM31) ; 14 individus contributifs (cas, cha, ble, pil, jar, lit, mur, nat, tsa, sta, lie, luc, vou, car) et 1 individu supplémentaire (ped). Les lacs sont divisés en 5 groupes (A1 : losanges blancs ; A2 : triangles gris; A3: carrés gris foncé ; A4 : disques noirs ; B: étoiles noires).

L'analyse par ACP montre une forte structure des données, avec deux facteurs exprimant 79% de la variance totale. De manière similaire à la première ACP, le facteur F1 est fortement et positivement porté par les ions allochtones d'origine agricole (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} et l'excès de Ca^{2+}) et négativement porté par Na^+ et plus faiblement par HCO_3^-, qui sont interprétés comme des ions autochtones. F2 est positivement porté par Mg^{2+} et K^+. Sur cette ACP, il est possible d'observer que:

L'épaisseur des argiles à silex (Cond-EM31) est corrélée à la concentration en Mg^{2+} et plus faiblement en K^+ (respectivement, r=0,88 et r=0,54 ; Tableau 7-2).

L'épaisseur de la ZNS est corrélée à la concentration en Na^+ (r=0,79 ; Tableau 7-2).

Les fortes concentrations en ions d'origine agricole (NO3$^-$, Cl^- et SO_4^{2-}) et en excès de Ca^{2+} semblent être liées aux faibles épaisseurs de ZNS.

La structure de l'espace des individus est très similaire à celle de la première ACP (Figure 7-3). On retrouve les mêmes familles de lacs.

Impact de la ZNS et des pratiques agricoles sur la géochimie des eaux des lacs souterrains

L'étude croisée de la variabilité spatiale de la géochimie, des pratiques agricoles et des caractéristiques de la ZNS (épaisseur, composition de la craie, épaisseur des argiles à silex) a permis de mettre en évidence des facteurs de contrôle de la géochimie des eaux des lacs.

Impact des pratiques agricoles

Les concentrations en NO_3^-, mais également en Cl^- et SO_4^{2-} semblent pouvoir être attribuées en grande partie aux apports d'intrants sur les parcelles agricoles situées au-dessus de la cavité. On observe une forte différence entre les concentrations en ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} des groupes A4 et des groupes A1, A2, et A3 pourtant tous situés sous des parcelles exploitées par le même agriculteur. Les différences de pratiques agricoles sur la zone ne sont donc pas le seul facteur expliquant la variabilité spatiale des concentrations en ions d'origine agricole.

Impact de l'épaisseur de la ZNS

Il y a un large consensus sur le fait que la ZNS de la craie peut significativement retarder la progression de solutés tel que les nitrates (e.g., Gooddy et al., 2006; Mathias et al., 2006; Jackson et al., 2007, 2011). Ici, l'épaisseur de ZNS pourrait expliquer les différences de concentrations en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}. L'utilisation des fertilisants a fortement augmenté dans les années 1970 pour se stabiliser autour des années 1990. L'arrivée des ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} (composants des fertilisants) à la ZS dépend du temps que ces ions mettent à traverser la ZNS, et dépend par conséquent de l'épaisseur de la ZNS. En considérant une vitesse de transfert des solutés à travers la ZNS de l'ordre de 0,75 m an^{-1} (en accord avec la littérature, Ballif, 1992 ; Barraclough et al., 1994), le front de nitrate des années 1970/1990 pourrait déjà avoir atteint la ZS là où l'épaisseur de ZNS est seulement d'environ 20 m. Dans les endroits où l'épaisseur de la ZNS est supérieur à 20 m, le front de nitrate est toujours stocké dans la ZNS (Figure 7-9).

Impact de la composition de la craie

Un lien fort entre l'épaisseur de la ZNS et l'ion Na^+ a pu être mis en évidence (Figure 7-7 ; Tableau 7-2). Deux groupes distincts peuvent être observés :

- Les groupes A4 et B ont de faibles concentrations en Na^+, associées à de faibles épaisseurs de ZNS (entre 18 et 27 m)
- Les groupes A1, A2 et A3 ont de fortes concentrations en Na^+ associées à des épaisseurs de ZNS plus élevées (29 à 31 m).

La relation entre Na^+ et l'épaisseur de la ZNS suggère qu'un processus ayant lieu dans la ZNS apporte une part des ions en Na^+. Les fortes concentrations en Na^+ sont liées à des concentration en Ca^{2+} relativement plus faibles (Figure 7-5d), qui pourraient être dues à un échange cationique entre le Ca^{2+} transporté à travers la ZNS et le Na^+ des argiles de la craie (Mühlherr et al., 1998).

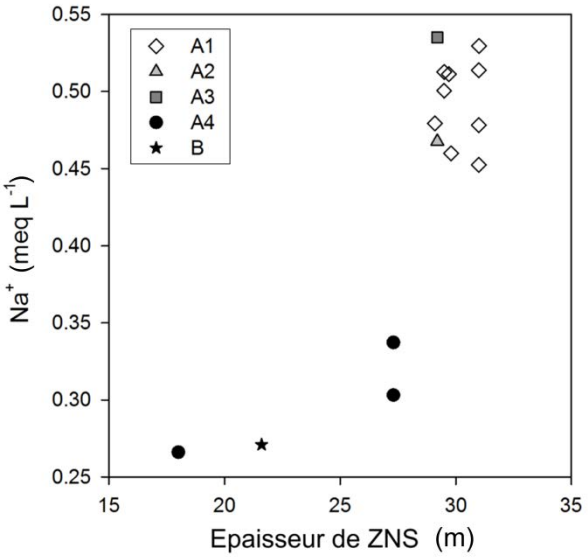


Figure 7-7 : Epaisseur de la ZNS *vs* Na^+

Impact des argiles à silex sur la géochimie des eaux souterraines

Impact des argiles à silex sur les ions Mg^{2+} et K^+

L'épaisseur des argiles à silex est corrélée aux concentrations en Mg^{2+} et K^+ (respectivement, r=0,88 et r=0,54 ; Annexe 10, Figure 7-6, Figure 7-8). La corrélation plus faible avec l'ion K^+ est due à de très faibles concentrations pour les eaux des groupes A4 et B. Ces bonnes corrélations résultent probablement du fait que Mg^{2+} (pour une large part) et K^+ (pour une plus faible part) proviennent tous deux des argiles à silex.

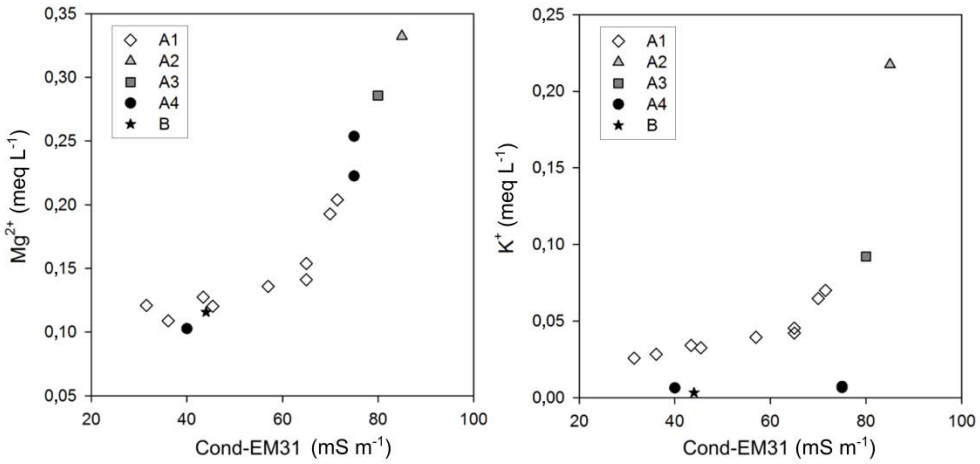


Figure 7-8 : Cond-EM31 *vs* Mg^{2+} et K^{+}

Impact des argiles à silex sur les ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} d'origine agricole

Valdés et al. (2014) ont observé que de fortes épaisseurs d'argiles à silex au-dessus d'une craie karstifiée pouvaient concentrer les solutés de surface. Ces résultats ont été obtenus pour les bassins du nord de la Seine Maritime en Haute-Normandie, où les épaisseurs d'argiles à silex sont beaucoup plus fortes. Sur le site de Saint-Martin-le-Nœud, étant données les faibles épaisseurs d'argiles à silex et l'absence de karstification active développée, on pourrait s'attendre à ce que les argiles à silex jouent un rôle protecteur vis-à-vis de la ZS de la craie en ralentissant les contaminants de surface (ex : NO_3^-). Cependant, on n'observe pas de relation entre l'épaisseur des argiles à silex et les ions reliés à l'activité agricole. On peut faire l'hypothèse que les argiles à silex sont trop peu épaisses ou trop discontinues pour avoir un impact sur les transferts des ions agricoles jusqu'à la nappe ou bien, que cet impact est masqué par d'autres processus contrôlant les concentrations en ions d'origine agricole.

La Figure 7-9 montre une coupe géologique schématique projetée sur un axe NNE/SSO. Elle résume les processus géochimiques ayant lieu dans les formations superficielles et dans la ZNS jusqu'à la ZS. Différents groupes d'ions majeurs ayant la même origine et étant affectés par les même processus peuvent être distingués :

- **NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} et Ca^{2+} sont lies aux pratiques agricoles. Ils peuvent être stockés dans la ZNS et leur arrivée dans la ZS est contrôlée par l'épaisseur de la ZNS.**
- **Mg^{2+} et K^{+} proviennent des argiles à silex par échanges cationiques.**

- **Ca^{2+}, HCO_3^- et Mg^{2+} ont pour origine la dissolution de la calcite et de la dolomite de la ZNS crayeuse.**
- **Na^+ dérive des minéraux argileux de la craie par échanges cationiques avec Ca^{2+} (Figure 7-9).**

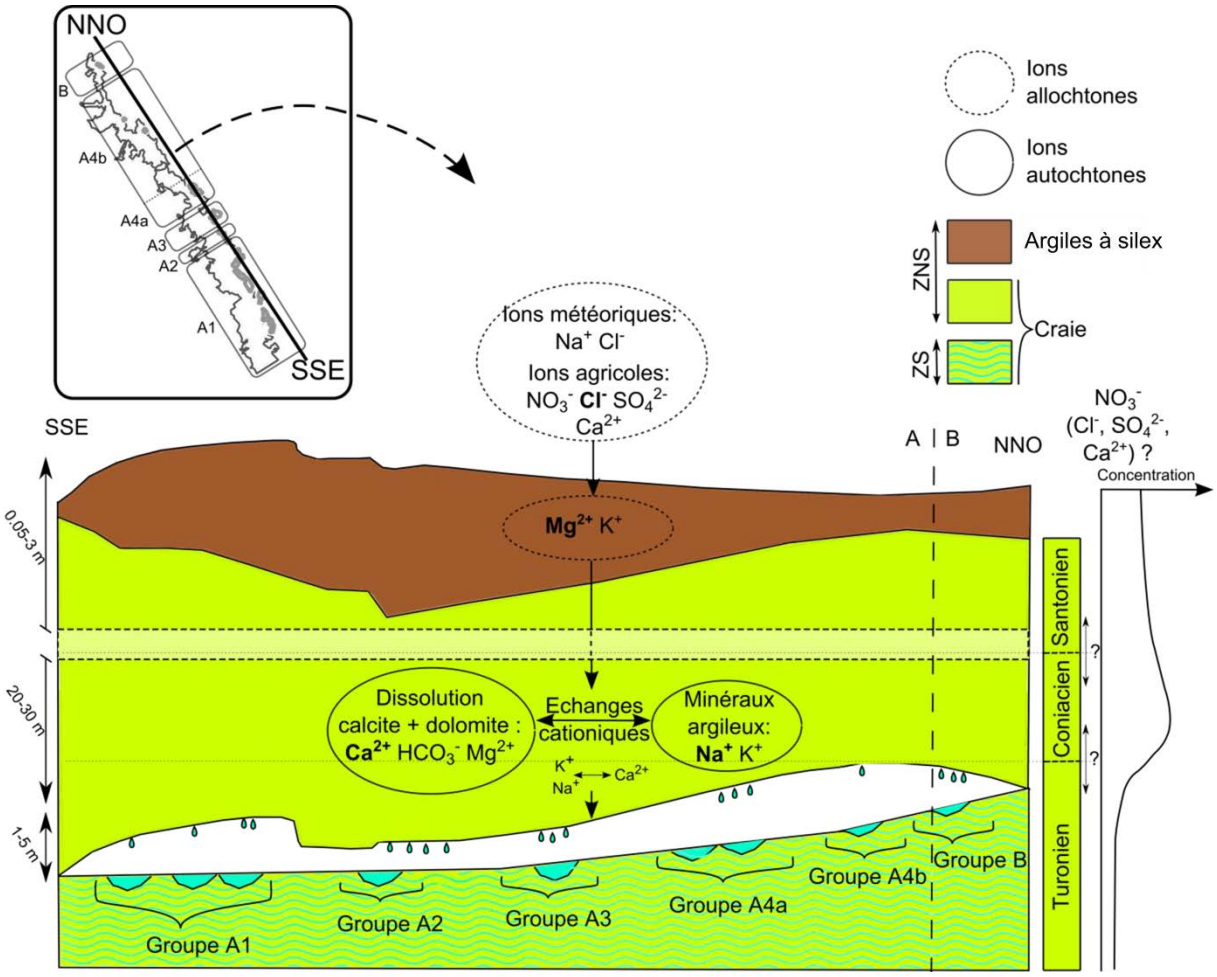


Figure 7-9 : Schéma du fonctionnement géochimique de la carrière.

1.2 Apport de l'étude des eaux de percolation et comparaison lac/percolation.

Une très forte hétérogénéité spatiale des débits de percolation a été observée durant les années de l'étude allant d'un débit nul à quelques gouttes par minute par stalactite. Une telle hétérogénéité a déjà été décrite dans la littérature, pour d'autres sites d'études (e.g., Genty et Deflandre, 1998; McDonald et al., 2007, Keim et al., 2012).

1.2.1 Des débits de percolation hétérogènes spatialement

L'hétérogénéité spatiale des débits de percolation a été constatée à deux échelles dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud :

- à l'échelle de la cavité

A proximité de certains lacs (Casteret, Champignonnière, Piliers, Jardin, Lithoclase, Murine, Nations, Tsar, Stalactites, Liège, Lucarne, Voutes et Pedro) la percolation est relativement abondante durant une grande partie de l'année, tandis qu'à proximité d'autres lacs (Bleu et Carrefour) elle est faible, voire nulle la plupart du temps.

- à l'échelle inframétrique.

A cette échelle (par exemple entre deux stalactites ou dans des zones riches/pauvres en fractures espacées de quelques cm), les débits de percolation peuvent également être différents.

La variabilité spatiale des débits de percolation démontre l'existence de chemins préférentiels d'écoulements des flux d'eaux et de solutés à travers la ZNS. Ces chemins sont probablement dus à l'existence de zones localement plus riches en fractures, ou avec des fractures plus ouvertes.

Les débits de percolation étant très variables d'un site à un autre, qu'en est-il de la géochimie de ces eaux ?

Des échantillons d'eaux de percolation ont été prélevés en récoltant les gouttes suspendues aux stalactites sur des surfaces de plafond plus ou moins importantes d'environ 5 à 10 m^2. Ces échantillons intègrent donc les eaux de percolation sur quelques mètres carrés du toit de la cavité. La représentativité des échantillons ainsi obtenus n'a pas pu être étudiée (voir Chapitre 4). Cependant la relative similarité de la distribution spatiale des concentrations en ions majeurs dans les eaux des lacs et dans les eaux de percolations (Figure 7-10) semble donner du crédit à ces mesures.

1.2.2 Comparaison des concentrations en ions majeurs des eaux de percolation et des eaux des lacs

Les concentrations en ions majeurs ont été représentées en fonction de la distance du site de prélèvement à l'entrée de la cavité (Figure 7-10). Les données brutes sont mises en annexe (Annexe 10 et Annexe 11). Globalement, l'organisation spatiale des concentrations en ions majeurs des eaux de percolation est similaire à celle des eaux

des lacs (Figure 7-10). Cependant on distingue quelques différences suivant les ions :

- Pour les ions Mg^{2+} et K^{+}, l'organisation spatiale des concentrations est similaire pour les deux types d'eaux (lacs et percolation) ;
- En ce qui concerne l'ion Ca^{2+}, l'organisation spatiale de l'hétérogénéité des eaux des lacs et des eaux de percolation semble inversée ;

Les ions Na^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-} et NO_3^{-} des eaux de percolation montrent une variabilité spatiale plus importante dans les eaux des lacs (écart maximum-minimum plus important) : l'origine agricole des ions NO_3^{-}, Cl^{-} et SO_4^{2-} a pu être mise en évidence (voir paragraphe 1.1.2.1). En observant des différences de concentrations en NO_3^{-}, Cl^{-} et SO_4^{2-} entres les eaux de percolation et les eaux des lacs on peut distinguer deux cas (Figure 7-10, Figure 7-11). Un cas n°1 (A1, A2 et A3, au début de la cavité) où les concentrations de ces ions sont relativement similaires dans les eaux de percolations et les eaux des lacs et un cas n°2 (A4 et B, au fond de la cavité) où elles sont clairement distinctes.

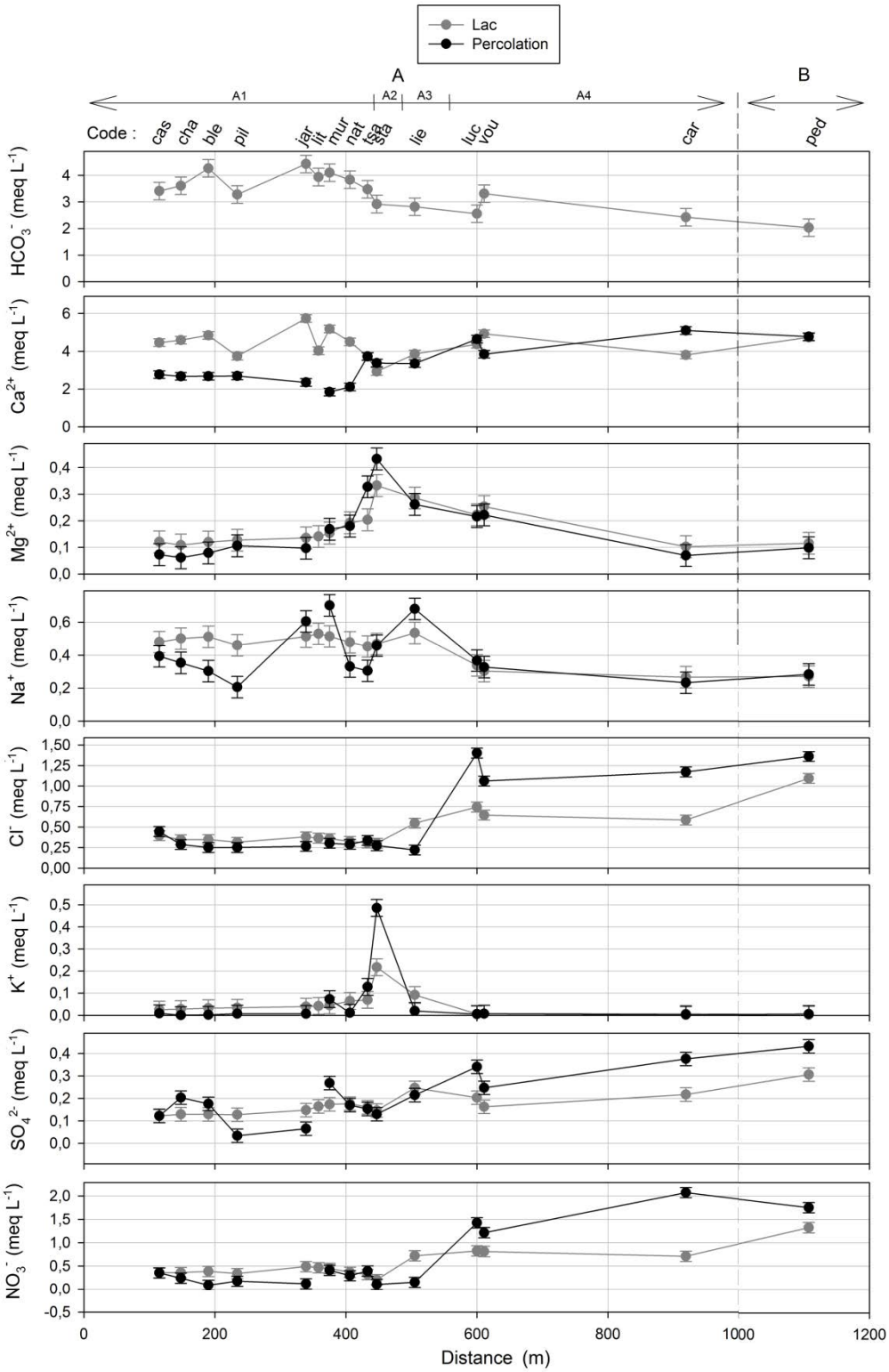


Figure 7-10 : Comparaison des concentrations en ions majeurs des eaux des lacs et des eaux de percolations prélevées lors d'une campagne en juillet 2013, en fonction de la distance du point de prélèvement à l'entrée de la cavité.

1.2.3 Quelles sont les processus/facteurs expliquant les différences de géochimie entre les eaux de percolation et les eaux des lacs ?

Etant donné l'absence de flux amont, les lacs sont un mélange entre les eaux de percolation et les flux latéraux transitant par les murs et piliers (Figure 7-1). Les concentrations en ions dans les lacs sont donc égales à :

$$[ions]_{lac} * volume_{lac} = [ions]_{perco.} * volume_{perco.} + [ions]_{flux\ latéraux} * volume_{flux\ latéraux}$$

Les eaux transitant par les murs et piliers ont un temps de transfert (entre la surface et le lac) plus long que les eaux percolant au toit de la cavité (2 à 4 mètres plus haut) et sont donc plus anciennes. En reprenant l'hypothèse de vitesses de transfert de l'ordre de moins d'un mètre par an, les eaux circulant par les murs et piliers arrivant dans les lacs par le toit de la cavité seraient plus âgées de quelques années par rapport à celles percolant au toit de la cavité (Figure 7-11). Or, l'utilisation des engrais (et donc l'apport des ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}) a varié au cours du temps avec une augmentation à partir des années 1970 et, probablement, un pic entre dans les années 1990. Dans certains cas, les eaux de percolation et les eaux des flux latéraux pourraient donc avoir des géochimies différentes (liées aux différents âges). On peut distinguer deux cas, selon l'épaisseur de la ZNS :

<u>Cas n°1</u>

Là où la ZNS est épaisse (groupes A1, A2 et A3), les eaux de percolation et les eaux des apports latéraux ont toutes les deux des concentrations faibles en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} (eaux antérieures au pic d'utilisation des engrais ; Figure 7-11).

<u>Cas n°2</u>

Pour expliquer les différences de concentration en ions d'origine agricole dans les eaux de percolation et les eaux des lacs des groupes A4 et B on peut faire l'hypothèse que les eaux transitant par les murs et piliers possèdent une géochimie différente des eaux de percolation. Dans cette zone où la ZNS est peu épaisse (groupes A4 et B), les eaux datant des années 1970-1990, fortement influencées par l'utilisation intensive de pesticides, ont déjà atteint le toit de la cavité. Ces eaux sont très chargées en ions d'origine agricole (NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}). Cependant ces eaux pourraient n'avoir pas encore atteint la base des murs et piliers (2 à 4 mètre plus bas soit 2,6 à 5,3 ans de plus) et les apports latéraux alimentant les lacs et ayant circulé

par les murs et piliers seraient donc peu concentrés en ions d'origine agricole (Figure 7-11).

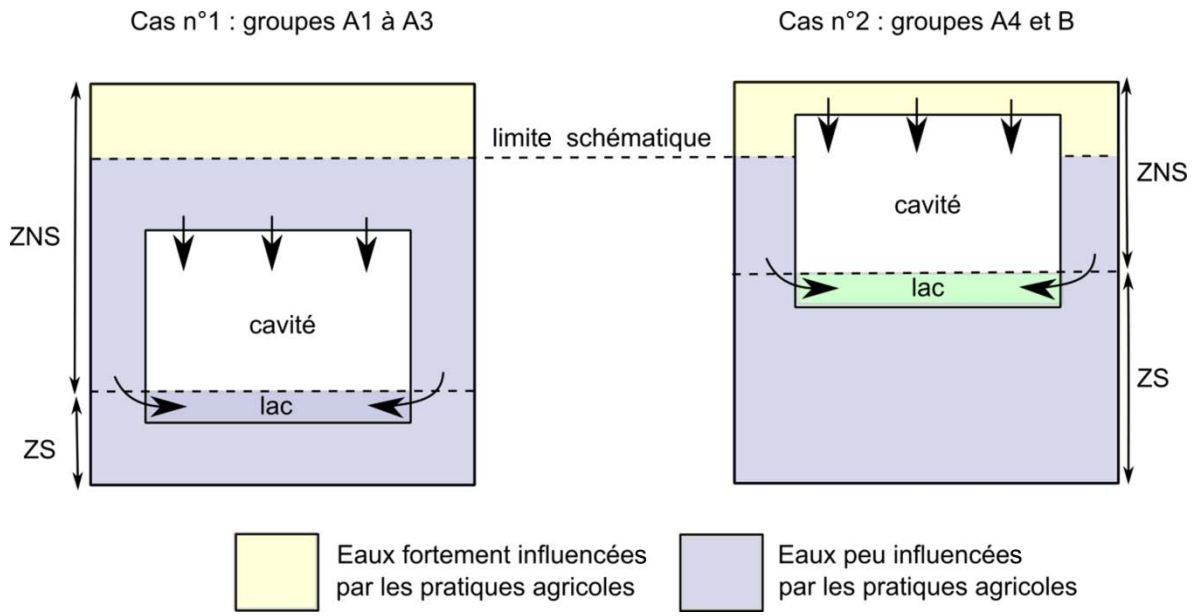


Figure 7-11 : Schéma explicatif des faibles et fortes concentrations en ions d'origine agricole dans les lacs de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud.

1.2.4 Peut-on calculer les pôles de mélange entre flux latéraux et eaux de percolations dans les eaux des lacs ?

En faisant abstraction de la variabilité temporelle (en ne considérant que la campagne de Juillet 2013), on pourrait faire l'hypothèse de deux pôles d'eaux provenant de la ZNS et alimentant les lacs du fond de la cavité (cas n°2 sur la Figure 7-11) :

- un pôle « flux latéraux peu influencés» caractérisé par des concentrations de 20 mg L^{-1} de NO_3^-, 10 mg L^{-1} de Cl^-, et 6 mg L^{-1} de SO_4^{2-} (pris comme possédant les concentrations les plus faibles mesurées à l'interface ZS/ZNS dans la cavité)
- un pôle « eau de percolation » plus concentré caractérisé par les concentrations obtenues pour la campagne de Juillet 2013 (Tableau 7-3).

Les pourcentages de mélange entre ces deux pôles d'eau théoriques ont été calculés (Tableau 7-3).

Tableau 7-3 : Comparaison des concentrations en ions majeurs des eaux de percolation/lac et calcul de mélange

		Concentration en ion en mg L^{-1}			% dans les eaux du lac			
Point	Ion	Flux latéraux	Lac	Percolation	Flux latéraux	Moy	Percolation	Moy
Luc	NO_3^-	20	51,1	88,4	55	54	45	46
	Cl^-	10	26,4	49,7	59		41	
	SO_4^{2-}	6	9,8	13,4	49		51	
Vou	NO_3^-	20	50,4	75,3	45	56	55	44
	Cl^-	10	22,9	37,6	53		47	
	SO_4^{2-}	6	7,8	11,9	69		31	
Car	NO_3^-	20	44	128,5	78	69	22	31
	Cl^-	10	23,2	41,6	58		42	
	SO_4^{2-}	6	9,6	18,1	70		30	
Ped	NO_3^-	20	82,1	108,6	30	32	70	68
	Cl^-	10	38,8	48,3	25		75	
	SO_4^{2-}	6	14,7	20,8	41		59	

Les eaux du lac des Lucarnes et du lac des Voutes montrent des pourcentages de mélange assez similaires avec environ 55% d'eau de « flux latéraux peu influencés » et 45 % d'eau de « percolation ».

Le lac Carrefour possède un pourcentage plus élevé d'eau de flux latéraux (69%) et moins d'eau de percolation (31%).

Le lac Pedro est, contrairement aux lacs du groupe A4, plus concentré en eaux de percolation (68%) qu'en eaux de flux latéraux (32%).

Ces calculs sont basés sur des hypothèses qui n'ont pas pu être vérifiées au cours de cette étude. Il est donc difficile d'estimer l'incertitude associée aux valeurs obtenues, qu'il convient de considérer comme indicatives. Néanmoins on obtient des résultats cohérents quel que soit l'ion considéré. De plus, ces différences de pourcentages illustrant la disparité des débits de percolation dans la cavité et la concentration de ces flux en certains endroits (comme par exemple au-dessus du lac Pedro) sont cohérentes avec les observations faites dans la cavité.

1.3 Apport de l'étude des pesticides

Les pesticides sont des marqueurs des eaux influencées par l'agriculture. Certains d'entre eux peuvent également donner des indications sur le temps de transfert des eaux. L'Atrazine est un pesticide qui a été utilisé en France entre 1959 et 2001. Lorsqu'elle est détectée dans les eaux souterraines, elle constitue une preuve qu'une partie de ces eaux s'est infiltrée durant cette période. La Déséthylatrazine est le produit de dégradation de l'Atrazine. Le DAR* (voir Chapitre 3) peut être utilisé en première approche comme un traceur du temps de résidence des eaux dans les sols (Pasquarell et Boyer, 1996).

L'objectif est ici d'analyser la variabilité spatiale des concentrations en Atrazine et Déséthylatrazine ainsi que du DAR* dans les eaux des lacs et les eaux de percolation. Trois échantillons d'eau de lacs (lac Bleu, lac des Stalactites et lac Pedro) et cinq échantillons d'eaux de percolation (au-dessus des lacs Bleu, Murine, Stalactites, Carrefour et Pedro) ont été analysés. Ces échantillons ont été prélevés le 02/05/2013 et analysés dans le cadre d'un stage de M1 (Lebreton, 2013). Ces données sont présentées Figure 7-12.

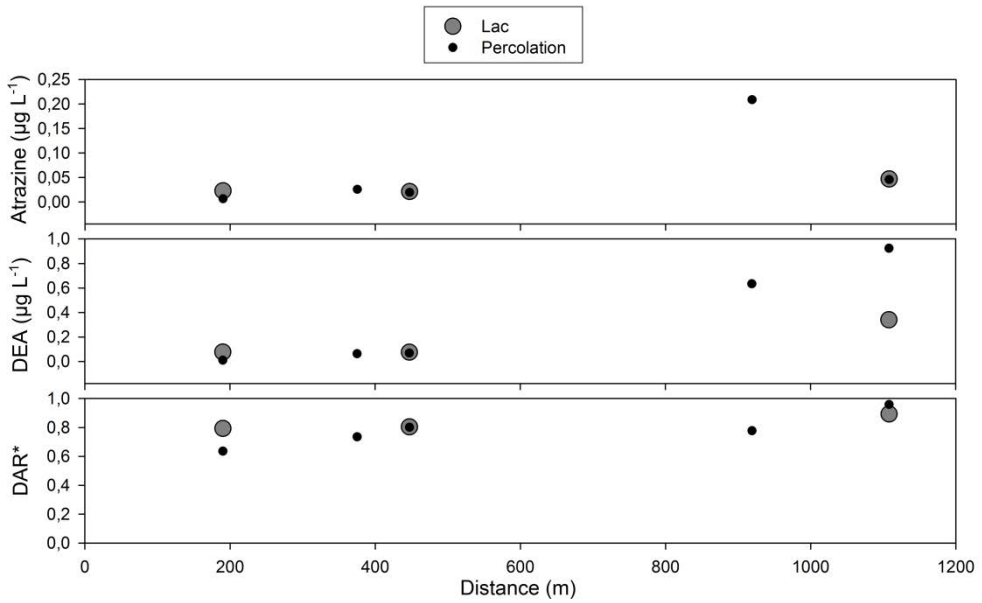


Figure 7-12 : Concentration en Atrazine, en Déséthylatrazine (DEA) et du « Desethylatrazine to Atrazine Ratio » modifié (DAR*) des eaux de lacs et de percolation en différents points de la carrière (campagne du 02/05/2013).

L'Atrazine et la Déséthylatrazine ont été détectées dans tous les échantillons analysés (Figure 7-12) prouvant qu'une partie de ces eaux se sont infiltrées avant 2001 et sont donc âgées de plus de 12 ans.

Les concentrations en Atrazine varient de 0,21 à 0,47 µg L^{-1} dans les lacs et de 0,01 à 0,20 µg L^{-1} dans les eaux de percolation. Les eaux de percolation à proximité du lac Carrefour ressortent clairement avec des concentrations 5 à 7 fois plus fortes que pour les autres sites.

Les concentrations en Déséthylatrazine varient de 0,08 à 0,3 µg L^{-1} dans les eaux des lacs et de 0,01 à 0,90 µg L^{-1} dans les eaux de percolation. Les concentrations en Déséthylatrazine semblent plus élevées dans les eaux de percolation. Les eaux du fond de la cavité (800-1200m) possèdent des concentrations en Déséthylatrazine plus élevées (Figure 7-12).

Bien que les données soient peu nombreuses, il semble ressortir que les concentrations en Atrazine des eaux des lacs et des eaux de percolation sont similaires.

Le DAR* permet d'analyser le taux de dégradation de l'Atrazine en s'affranchissant des différences de quantité initiale d'Atrazine. Le DAR* varie de 0,63 à 0,96 et est plus élevé pour les eaux du lac et les eaux de percolation au lac Pedro (0,89 et 0,96 ; Figure 7-12). Si on prend en compte l'incertitude analytique de 20%, le DAR* varie relativement peu d'un site à l'autre. Les valeurs sont cohérentes avec celles trouvées dans la littérature dans les cas où l'utilisation de l'Atrazine a été arrêté depuis de nombreuses années (Baran et al., 2008). Les plus fortes concentrations en Déséthylatrazine des lacs Carrefour et Pedro résultent donc probablement de la dégradation de stocks plus importants d'Atrazine. Les processus de dégradations sont similaires pour tous les points échantillonnés quelle que soit l'épaisseur de la couche d'argiles à silex en surface. Cela montre que les processus de dégradation sont concentrés dans les 25 cm de sols là où les processus biologiques ont lieux. Cependant ces résultats sont à étoffer par d'autres prélèvements afin de vérifier leur reproductibilité dans l'espace et dans le temps.

Les eaux qui possèdent les plus fortes concentrations en Atrazine et en Déséthylatrazine sont également celles qui possèdent les plus fortes concentrations en NO_3^-. Ces eaux, situées au fond de la cavité, (800-1200m) sont plus marquées

par les pollutions diffuses liées à l'activité agricole en surface de la cavité. Comme dans les parties précédentes, cela pourrait être dû au fait que la ZNS est moins épaisse et que les eaux des années 1970-1990 (où les intrants ont été utilisés de manière intensive) ont déjà atteint l'interface ZNS/ZS. Les différences de pratiques agricoles entre les agriculteurs avant 2001 n'ont pas pu être étudiées, les agriculteurs ne se souvenant pas précisément des quantités d'Atrazine utilisées. Cependant, ces différences ne semblent pas être le facteur principal contrôlant l'hétérogénéité des concentrations en Atrazine et Déséthylatrazine dans les eaux de la cavité. En effet, le lac Carrefour et les lacs Bleu, Murine et Stalactites sont situés sous les parcelles agricoles exploitées par le même agriculteur et montrent pourtant des différences de concentrations très marquées.

Les plus fortes concentrations observées dans les eaux de percolation au lac Carrefour pourraient s'expliquer par le fait que l'Atrazine ait été stockée dans la ZNS. En effet, d'après les observations faites dans la cavité (quelques jours par an), cette partie de la cavité n'a pas percolé entre Octobre 2011 et Janvier 2013. A l'inverse, les autres sites échantillonnés ont percolé (très peu) par intermittence durant cette période, relarguant peut-être une partie des contaminants dans la ZS.

1.4 Conclusion

Le site de Saint-Martin-le-Nœud a permis d'étudier la géochimie des eaux souterraines de la craie, fortement influencée par la ZNS de la carrière, avec une haute résolution spatiale : 15 points sur un profil de 1 km de long.

Les résultats ont montré que l'épaisseur de la ZNS varie de 18 à 31 m au-dessus de la cavité.

Cette étude a permis de mettre en évidence une variabilité spatiale forte et inattendue de :

- l'épaisseur des argiles à silex (de 5 cm à plus de 3 m).
- la géochimie des eaux souterraines de la craie (eaux des lacs et eaux de percolation) pour les ions autochtones et allochtones et pour les pesticides.

Les eaux de la cavité ont une composition bicarbonatée calcique typique des eaux de la craie. Cependant, quelques observations inhabituelles ont pu être faites en étudiant les relations entre les ions. Habituellement, pour les eaux de la craie, on

observe des ratios $Ca^{2+}/HCO_3^-=1$ car ces deux ions proviennent principalement de la dissolution de la calcite ($CaCO_3$). Ici, la comparaison des eaux des lacs avec la droite théorique de la dissolution de la calcite a permis de mettre en évidence un excès de Ca^{2+}. De même, le ratio Na^+/Cl^- est généralement égal à 1, ces deux ions ayant pour origine les eaux météoriques. La comparaison des eaux des lacs avec la droite des eaux météoriques a mis en évidence une seconde origine (autre que météorique) pour ces deux ions.

Les relations entre les caractéristiques physiques de la ZNS et l'usage des sols, et la géochimie des eaux des lacs ont été étudiées afin de mettre en évidence les processus contrôlant la géochimie des eaux.

L'impact de l'usage agricole des sols est clairement visible. Les concentrations en NO_3^- peuvent dépasser les 150 mg L^{-1}. Cependant ces concentrations varient fortement spatialement dans les eaux des lacs situés sous des champs exploités par un seul agriculteur (et donc avec des pratiques agricoles homogènes). D'autres facteurs contrôlent donc l'importance de la contamination en NO_3^-.

L'épaisseur de la ZNS semble contrôler les concentrations de certains ions dans les eaux des lacs. Na^+ semble lié à l'épaisseur de ZNS et aurait pour seconde origine les argiles de la craie (par échanges cationiques). NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} et l'excès de Ca^{2+} sont liés aux pratiques agricoles (usage de fertilisants et de chaux), et sont anticorrélés à l'épaisseur de ZNS. Les NO_3^- sont parmi les contaminants les plus problématiques des eaux de la craie en France et en Europe. L'ACP à fait ressortir la bonne anticorrélation entre les NO_3^- et l'épaisseur de ZNS. De précédentes études ont montrées que les solutés liés aux activités agricoles (et en particulier les nitrates) migrent principalement lentement à travers la ZNS, leurs vitesse de transfert étant contrôlée par les flux circulant à travers la matrice. Les contaminants peuvent être stockés dans la ZNS pendant plusieurs dizaines d'années et, en faisant l'hypothèse d'une vitesse matricielle homogène au sein de la ZNS, leurs temps de transfert augmentent avec l'épaisseur de la ZNS. Ainsi, on a des eaux plus ou moins anciennes en sortie de la ZNS en fonction de son épaisseur (et donc, avec des géochimies potentiellement différentes). La présence d'Atrazine dans les eaux de percolation viendrait confirmer qu'une partie de ces eaux sont antérieures à 2001.

Les argiles à silex semblent également avoir un impact sur la géochimie des eaux des lacs. L'ACP a permis de montrer la bonne corrélation entre les ions Mg^{2+} et l'épaisseur des argiles à silex. Cet ion a donc pour principale origine les argiles à silex, probablement enrichie en Mg. Cependant, à l'échelle de la carrière, aucune corrélation n'a été trouvée entre les concentrations en NO_3^- et l'épaisseur des argiles à silex. Le rôle de cette formation superficielle n'a pas pu être déterminé ici. Trois hypothèses peuvent être avancées. La première est que la présence de silex augmente la conductivité hydraulique des argiles à silex qui ne jouent donc plus un rôle protecteur vis-à-vis des flux de solutés provenant de la surface. La seconde hypothèse est que la discontinuité de la couverture des argiles à silex en surface (avec des zones où les argiles à silex sont très minces voir absentes) laisse s'infiltrer les contaminants là où la craie affleure. La troisième hypothèse est que l'impact des argiles à silex est masqué par l'impact de l'épaisseur de la ZNS qui augmente également le temps de résidence des solutés dans la ZNS.
La composante lente des eaux, circulant à travers la matrice a été mise en évidence (présence d'ATR). Néanmoins, les caractéristiques détaillées des différents processus liés aux deux types de transferts décrits dans la littérature (lent à travers la matrice vs rapide à travers le réseau de fractures) n'ont pas pu être étudiées par cette méthode.

La part des différentes masses d'eaux participant à la recharge ainsi que leur géochimie pourraient être mieux comprises par l'étude du fonctionnement hydrodynamique de la cavité à travers l'analyse des chroniques du niveau d'eau/débit de percolation/ conductivité. Cette approche complémentaire est développée dans la partie suivante.

Chapitre 2. Fonctionnement hydrodynamique à l'échelle de la carrière

Le chapitre précédent s'est intéressé à la variabilité spatiale de la géochimie des eaux de la carrière. Par cette approche la composante lente des eaux circulant à travers la matrice a été mise en évidence. Néanmoins, les caractéristiques détaillées des différents processus liés aux deux types de transferts décrits dans la littérature (lent à travers la matrice *vs* rapide à travers le réseau de fractures) n'ont pas pu être étudiées par cette méthode. L'étude de la variabilité temporelle de l'hydrodynamique et de la géochimie des eaux de la cavité constitue une approche complémentaire pour étudier les différents facteurs de contrôle des caractéristiques des eaux souterraines de la craie. L'impact des caractéristiques de la fonction d'entrée (Peff) peut également être abordé.

L'hétérogénéité des réponses Peff/Piézométrie a été montrée à l'échelle « régionale ». Dans cette partie, les réponses Peff/niveau d'eau des lacs et Peff/débits de percolation et Peff/géochimie (lac et percolation) seront analysées à l'échelle de la cavité (1200 m de long). La fonction d'entrée utilisée est la chronique de Peff calculée à partir des données de la station météorologique de Beauvais-Tillé (voir Partie 5).

Comme décrit précédemment, un intérêt particulier de l'étude à Saint-Martin-le-Nœud tient au fait que, contrairement aux piézomètres étudiés à l'échelle régionale, les lacs souterrains, étant situés au sommet d'un dôme piézométrique, sont principalement alimentés par la ZNS (percolation + flux latéraux par les murs et piliers) et peu par un amont hydrogéologique. Ainsi, l'étude par traitement du signal des chroniques Peff / niveau d'eau permet d'obtenir des informations plus précises sur le rôle de filtre de la ZNS sur le signal d'entrée. Néanmoins, les variations du niveau d'eau des lacs intègrent aussi la vidange de la nappe. En s'intéressant aux chroniques de percolation on exclut cette influence et le rôle de la ZNS sur l'hydrodynamique peut ainsi être étudié directement.

La chronique du niveau d'eau du lac des Piliers débute en 2009 (4 ans de mesures). Cette chronique est utilisée pour l'analyse des chroniques Peff/niveau d'eau par

traitement du signal. Les niveaux d'eau de 5 autres lacs (Lithoclases, Liège, Lucarnes, Voutes et Stalactites) ont également été suivis depuis Janvier 2012 (entre 1 et 2 ans de mesures).

Les débits de percolation ont été enregistrés à proximité du lac des Piliers et du lac Pedro. La chronique du débit de percolation au lac des Piliers est utilisée pour l'analyse des chroniques Peff/débit de percolation par traitement du signal (celle du lac Pedro étant trop courte).

Ce chapitre est organisé en deux sous-parties étudiant le lien entre la Peff et (1) le niveau d'eau des lacs et le débit de percolation, (2) la géochimie (concentration en ions majeurs et conductivité électrique) des eaux des lacs et des eaux de percolation.

2.1 Apport de l'étude des variations temporelles du niveau d'eau des lacs souterrains de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud pour la compréhension de l'hydrodynamique des eaux souterraines de la craie.

Les variations de hauteur d'eau des six lacs instrumentés (Piliers, Lithoclases, Liège, Lucarnes, Voutes et Stalactites) ont été étudiées en normalisant les hauteurs d'eau à leur valeur du 23/01/2012 afin de faciliter leur comparaison (Figure 7-13).

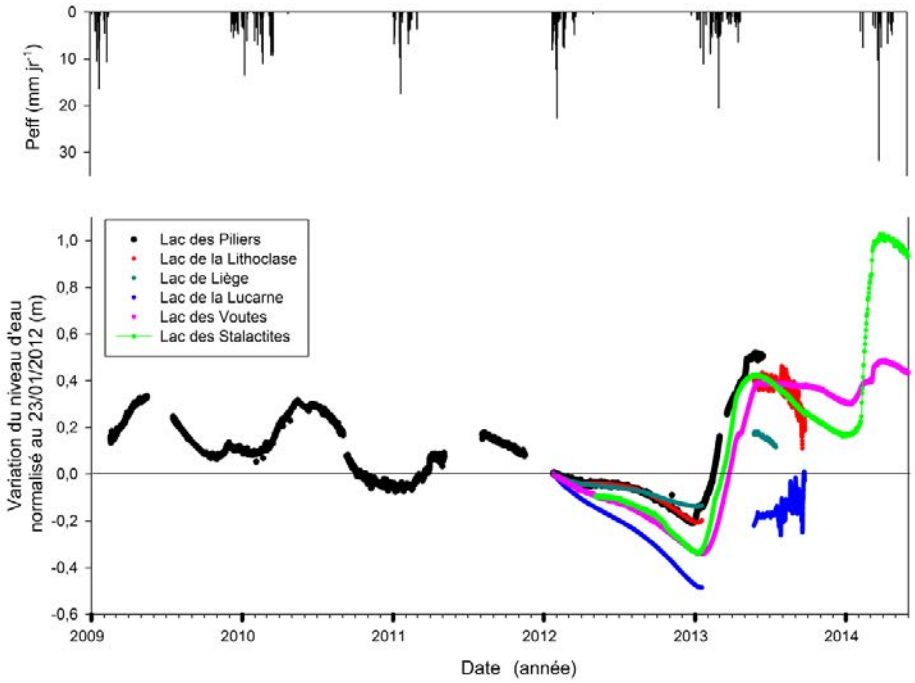


Figure 7-13 : Variation des hauteurs d'eau enregistrées dans la cavité (lac des Piliers, lac de la Lithoclase, lac des Stalactites, lac de Liège, lac des Lucarnes et lac de voute) normalisées au 23/01/2012 et Peff en mm jr^{-1}.

On observe des réponses différentes de la nappe suivant les lacs (à l'échelle de 1 km de long) :

(1) Des variations d'intensités différentes:

La baisse du niveau d'eau de l'année 2012/2013 est plus marquée pour le lac des Stalactites, le lac des Voutes et le lac des Lucarnes (max 0,5 m). Au contraire, le lac de la Lithoclase, le lac des Piliers, et le lac de Liège présentent une baisse moins marquée (max 0,2 m).

Durant le cycle 2013/2014, les variations du niveau d'eau du lac des Voutes (+ 0,35 m) sont bien plus tamponnées que celles enregistrées au lac des Stalactites (+ 1,05 m).

(2) Des variations légèrement décalées dans le temps :

La remontée du niveau d'eau des lacs débute en Janvier 2013 mais est décalée au maximum de 13 jours suivants les lacs. Le premier lac dont le niveau d'eau augmente est le lac de Liège (le 04/01/2013) suivi 5 jours après par le lac de la Lithoclase et le lac des stalactites (09/01/2013). Le dernier est le lac des Lucarnes (le 17/01/2013 soit 13 jours après). La remontée est moins marquée au lac de liège (environ 0,3 m) qu'aux lacs des Piliers, de la Lithoclase et des Stalactites (environ 0,8 m).

A quoi est due cette hétérogénéité ?

Les lacs étant un mélange entre les eaux de percolation et les eaux des flux latéraux circulant par les murs et les piliers, l'augmentation de la hauteur d'eau des lacs peut être due à deux phénomènes : l'augmentation du débit des apports au-dessus de chaque lac (percolation + flux latéraux) et/ou à un ralentissement de la vidange naturelle de la nappe.

A l'échelle de la cavité, on attribue les différences de variations de la hauteur d'eau entres les lacs à des recharges différentes en faisant l'hypothèse que la vidange de la nappe est homogène au sein de la carrière (et donc pour les différents lacs). Or, les débits de percolation sont spatialement très hétérogènes dans la cavité (les débits d'eaux provenant des murs et piliers ne sont pas visibles). Ils peuvent influencer très localement le niveau d'eau des lacs. Les différences de variation du

niveau d'eau des lacs sont donc probablement contrôlées par ces débits d'eaux provenant de la ZNS (on ne distingue pas les débits de percolation et les flux latéraux), localement plus ou moins abondants.

Les variations des hauteurs d'eau des lacs ont été comparées aux Peff cumulées pour les cycles hydrologiques de 2010 à 2013 (Figure 7-14).

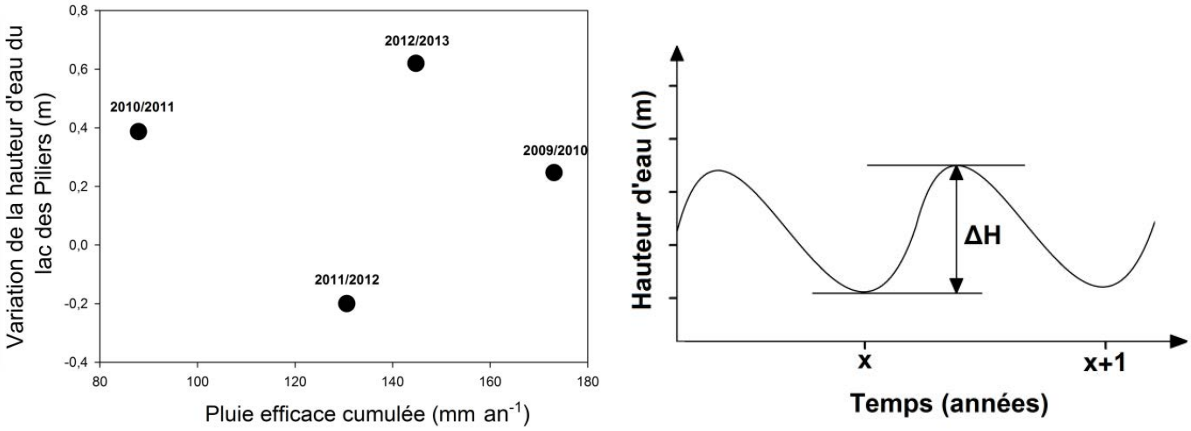


Figure 7-14 : Variation annuelle de la hauteur d'eau du lac des Piliers entre le début et la fin de la remontée du niveau d'eau (m) *vs* Peff annuelle à Beauvais (mm an^{-1}) pour 4 cycles hydrologiques.

Les variations de hauteur d'eau des lacs ne sont pas corrélées aux Peff cumulées. On ne sait pas comment l'intensité des Peff contrôle les variations de hauteur d'eau des lacs. Cela a déjà été montré pour certains piézomètres, à l'échelle régionale (exemple : Villeneuve-les-Sablons montre des variations similaires de hauteur d'eau pour les années 2009 à 2014).

En l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de proposer une hypothèse complètement satisfaisante. Plusieurs hypothèses coexistent :

- un mauvais calcul des Peff, notamment dans l'évaluation de l'ETR (non prise en compte des alternances de cultures, voir Partie 5)
- un décalage supérieur à un an entre les Peff et la piézométrie
- des écoulements dans la ZNS qui se mettent en place seulement à partir d'un certain seuil (de saturation, d'intensité des Peff, d'années pluvieuses consécutives...).

La recharge de la nappe est contrôlée par une suite complexe de processus non linéaires difficiles à identifier.

2.2 Intercorrélogramme Peff-niveau d'eau du lac des Piliers sur chronique longue

Après avoir comparé les fonctions d'intercorrélation Peff/Piézométrie à l'échelle régionale nous nous intéressons ici plus particulièrement à la fonction d'intercorrélation Peff/hauteur d'eau du lac des Piliers. La qualité de la chronique n'est pas optimale puisqu'elle contient plusieurs lacunes (max 2 mois et demi). Cependant c'est la seule chronique suffisamment longue pour être étudiée ainsi. Les lacunes ont été comblées par des droites (bien que du bruit blanc aurait été plus pertinent). Les résultats sont présentés Figure 7-15.

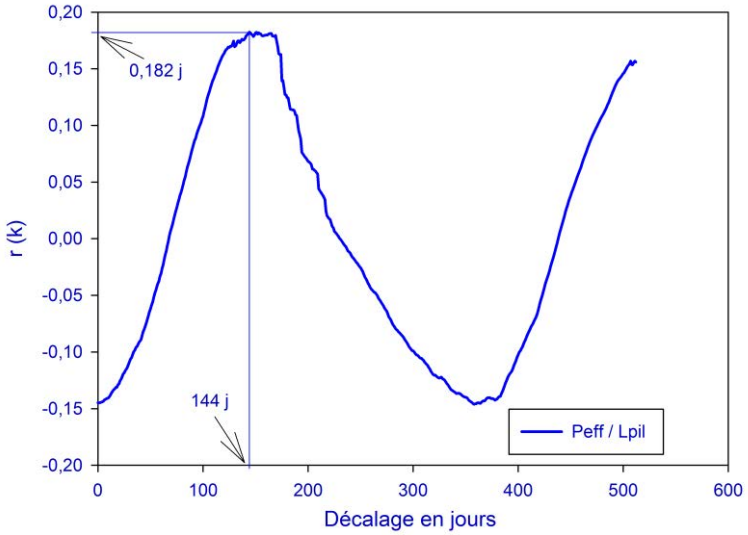


Figure 7-15 : Intercorrélogramme Peff-niveau d'eau du lac des Piliers sur chronique longue (2009/2013).

L'analyse de la fonction d'intercorrélation permet de mettre en évidence un pic assez peu dissymétrique avec : une pente légèrement plus forte pour la première moitié du pic, illustrant la réaction « rapide » de la nappe (par transfert direct par la fracturation ou par effet piston); et une pente relativement plus faible sur la deuxième moitié du pic, illustrant la fonction plus capacitive de la matrice. Le TR est de 144 jrs avec un r(k) max égal à 0,182. L'épaisseur de la ZNS au-dessus du lac des Piliers est de 29 m. La Vm est donc égale à 0,20 m j^{-1} soit 2,33 10^{-6} m s^{-1}. Cette vitesse, du même ordre que celles obtenues à l'échelle régionale, est comparable aux valeurs données dans la littérature pour une recharge de la nappe par effet piston.

Au sein de la cavité, le suivi de six lacs souterrains permet de mettre en évidence une hétérogénéité spatiale de la variation du niveau d'eau,

probablement expliquée par la forte hétérogénéité des débits de percolation au-dessus de ces lacs (décrite Partie 4). Comme pour certains piézomètres à l'échelle régionale, cette étude a montré l'absence de corrélation entre les cumuls annuels de Peff et l'augmentation du niveau d'eau des lacs. Cependant, il est difficile d'expliquer cette absence de corrélation, étant donné que les chroniques sont trop courtes pour tester les différentes hypothèses. La fonction d'intercorrélation entre la Peff et niveau d'eau du lac des Piliers à permis de calculer une Vm de réaction de la nappe de l'ordre de 10^{-6} m/s. Cette vitesse est compatible avec une recharge principale de la nappe par l'arrivée des eaux stockées dans la ZNS et chassées par effet piston mais aussi par l'arrivée d'eau circulant par le réseau de fractures. L'étude des variations temporelles de la qualité chimique des eaux pourrait permettre de mieux distinguer les processus de transferts à l'œuvre dans la ZNS.

Pour s'affranchir complètement des flux latéraux et étudier directement l'impact de la ZNS sur les transferts depuis la surface jusqu'à la nappe, les liens entre la Peff et le débit de percolation doivent être étudiés.

2.3 Apport de l'étude des variations temporelles des débits de percolation dans la cavité de Saint-Martin-le-Nœud pour la compréhension de l'hydrodynamique des eaux de la ZNS de la craie.

Les campagnes de terrain ont permis de constater la forte hétérogénéité spatiale des débits d'eau de percolation, et ce même à l'échelle inframétrique (voir Partie 4). Cette hétérogénéité est également temporelle : on observe une distribution temporelle de la percolation variable suivant les sites (dynamiques différentes). L'épaisseur de la ZNS ne contrôle donc pas uniquement cette hétérogénéité car on aurait seulement un décalage temporel des chroniques. Le débit de percolation a pu être mesuré en deux endroits : à proximité du lac Pedro et à proximité du lac des Piliers (Figure 7-16).

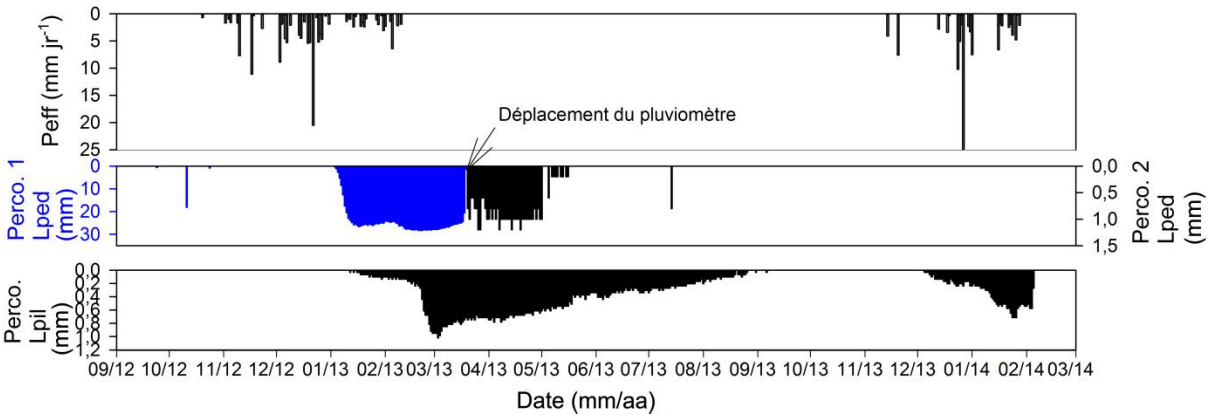


Figure 7-16 : Chroniques de Peff et débits de percolation enregistrées à proximité du lac Pedro et du lac des Piliers. Noter la différence d'échelle d'intensité de la percolation au lac Pedro avant (en bleu) et après (en noir) le déplacement du pluviomètre (voir Partie 3, paragraphe 1.2.1.3a).

Ces chroniques sont courtes et seule la chronique du débit de percolation à proximité du lac des Piliers peut être analysée par traitement du signal (le pluviomètre à proximité du lac Pedro ayant dû être déplacé suite à la montée des eaux, Figure 7-16). Les résultats des analyses des fonctions d'autocorrélation et d'intercorrélation sont décrits dans ce paragraphe.

2.3.1 Comparaison des autocorrélogrammes Peff-percolation au lacs des Piliers

Les fonctions d'autocorrélation de la Peff et du débit de percolation enregistré au lac des Piliers ont été calculées afin de vérifier si le forçage d'entrée du système (la Peff) est aléatoire et si on observe des fréquences communes dans ces deux chroniques (Figure 7-17).

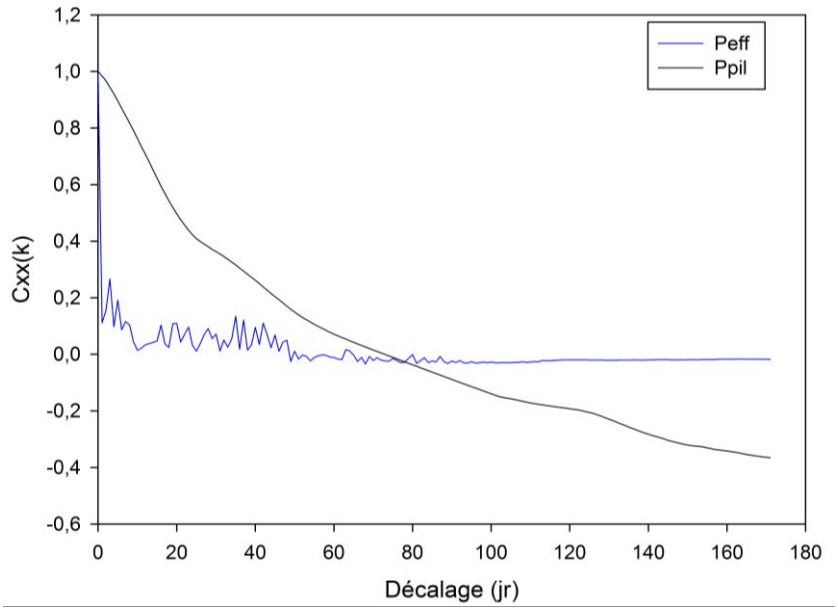


Figure 7-17 : Autocorrélogramme Peff, percolation au lac des piliers

La fonction d'autocorrélation de la Peff a un effet mémoire inférieur à 1 jour. La Peff n'est pas purement aléatoire à cette échelle de temps mais s'approche tout de même d'un Dirac.

La fonction d'autocorrélation de la percolation au lac des Piliers montre un important effet mémoire du système (46 jours). Elle décroit lentement, soulignant l'inertie du système qui correspond à la lenteur des écoulements la ZNS, avec une recharge et une vidange lente.

La chronique de Peff est courte mais le signal d'entrée peut être considéré comme aléatoire.

2.3.2 Intercorrélation entre la pluie efficace et la percolation enregistrée au lac des Piliers.

Afin de compléter les observations faites grâce à l'analyse de la fonction d'autocorrélation de la percolation au lac des Piliers, la fonction d'intercorrélation Peff/ Hauteur d'eau du lac des Piliers a été calculée (Figure 7-18).

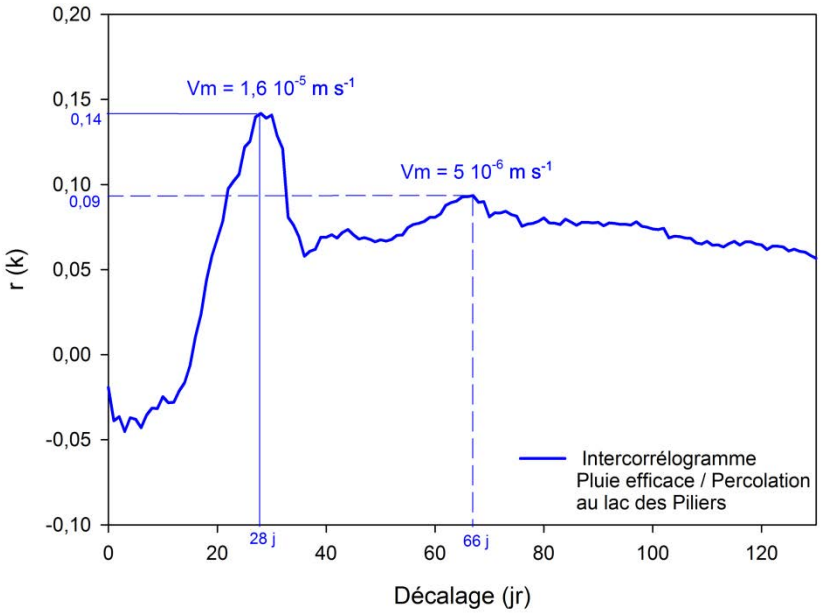


Figure 7-18 : Intercorrélogramme Peff/Percolation enregistrée au lac des Piliers.

On observe une réponse avec deux pics sur la fonction d'intercorrélation. Ces deux pics sont absents de la fonction d'autocorrélation (Figure 7-18). Ils sont donc interprétés comme le résultat de deux types de transfert au sein de la ZNS caractérisés par des vitesses différentes :

- Le premier pic est obtenu pour un TR de 28 jours avec un r(k) max égal à 0,14. L'épaisseur de la ZNS au-dessus du point de mesure étant de 29 m, la vitesse modale (Vm) atteint environ 1m j^{-1} soit 1,6 10^{-5} m s^{-1} soit une vitesse comparable à celle obtenue par Lee et al. (2006) pour les flux d'eau rapides circulant à travers les fractures. Cependant, cette vitesse est aussi cohérente pour des eaux déstockées par effet piston (Van den Daele et al., 2007).
- Le deuxième pic est obtenu au bout de 66 jours avec un r(k) max de 0,09. Ce deuxième pic n'est pas observable sur la fonction d'autocorrélation de la Peff. Il peut donc être interprété comme résultant d'un deuxième mode de transfert avec une vitesse différente. La Vm calculée est de 0,44 m j^{-1} soit 5 10^{-6} m s^{-1}.

L'étude des variations temporelles de la qualité chimique des eaux de percolation peut permettre d'apporter des informations supplémentaires sur ces deux processus de transfert.

2.4 Apport de l'étude de la variabilité temporelle de la géochimie des eaux de la Carrière de Saint-Martin-le-Nœud pour la compréhension de l'hydrodynamique des eaux souterraines de la craie

Le but est ici de mieux comprendre les différents processus de transfert ayant lieu dans la ZNS. Les variations temporelles de la géochimie des eaux des lacs et des eaux de percolation sont utilisées comme des traceurs des différents types d'eaux circulant dans la ZNS.

Dans un premier temps les variations temporelles de la conductivité électrique des eaux des lacs et des eaux de percolation sont analysées.

L'étude des variations temporelles des concentrations en ions majeurs font l'objet d'une seconde partie.

2.4.1 Variations temporelles de la conductivité électrique des eaux souterraines

La conductivité électrique d'une eau est directement reliée à sa minéralisation. Les variations de conductivité électrique d'une eau nous renseignent donc sur les variations de la concentration totale en ions de cette eau.

La comparaison des variations temporelles du niveau d'eau ou du débit de percolation et de la conductivité électrique peut permettre de distinguer les différents types d'eau provenant de la ZNS :

- les eaux circulant gravitairement par la matrice et de manière non préférentielle par la fracturation (eaux à la conductivité intermédiaire) ;
- les eaux anciennes déstockées de la ZNS par effet piston (eaux à la conductivité généralement plus élevée) ;
- les eaux plus ou moins « rapides » circulant par la fracturation (eaux généralement moins conductrices).

2.4.1.1 Variation temporelle de la conductivité des eaux des lacs

En l'absence d'un amont hydrogéologique, les variations temporelles de la conductivité des eaux des lacs peuvent être interprétées comme étant dues aux variations de débit et de qualité des différentes masses d'eau circulant dans la ZNS.

Les variations de conductivité électrique et de hauteur d'eau du lac des Voutes et du lac des Stalactites en fonction du temps sont présentées Figure 7-19 (les autres chroniques étant trop lacunaires, elles ne seront pas utilisées ici).

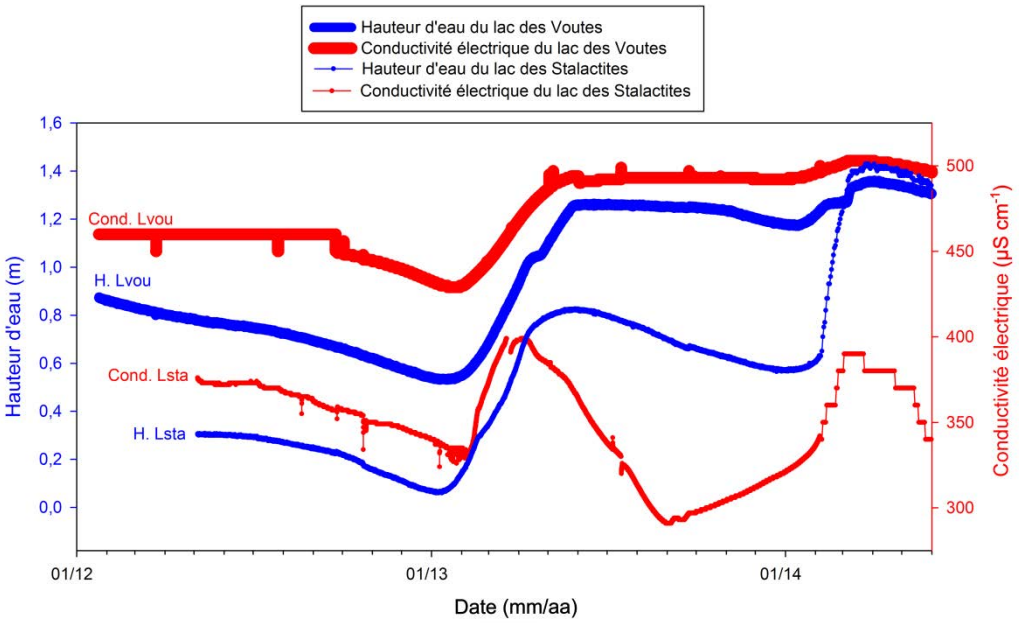


Figure 7-19 : Chroniques de la hauteur d'eau et de la conductivité électrique des eaux des lacs des Voutes et Stalactites.

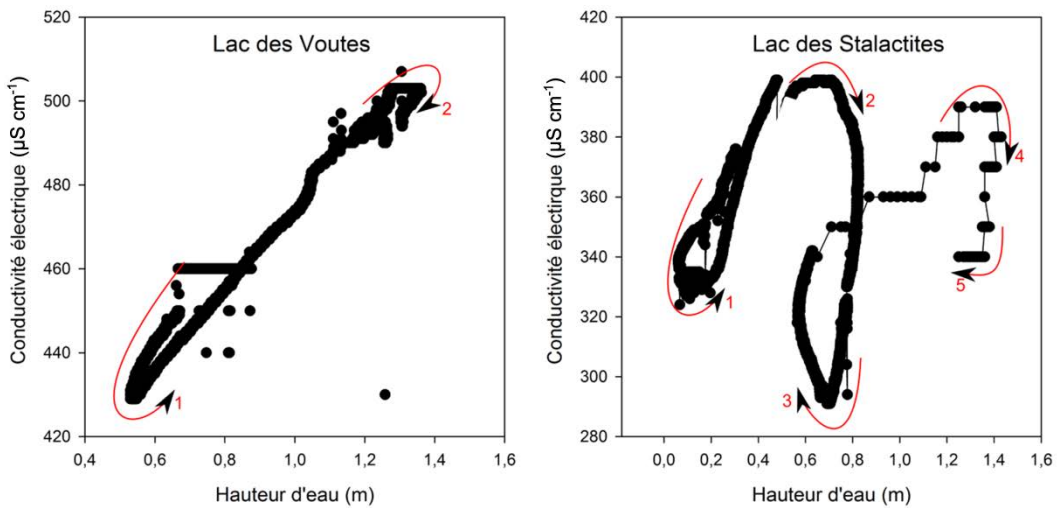


Figure 7-20 : Hystérésis hauteur d'eau / conductivité électrique enregistrées au lac des Voutes et au lac des Stalactites.

Deux types de relations entre le niveau d'eau et la conductivité sont observables pour ces deux lacs (Figure 7-19 et Figure 7-20) :

(1) <u>Une relation linéaire</u>

Au lac des Voutes les variations de ces deux paramètres sont quasiment synchrones. L'hystérésis conductivité – hauteur d'eau est de type linéaire (Figure 7-20) : quand la hauteur d'eau augmente, la conductivité augmente également. De même, quand la hauteur d'eau diminue, la conductivité diminue aussi.

On peut faire l'hypothèse de deux masses d'eau circulant à travers la ZNS et participant à la recharge. Ces deux masses d'eaux sont dues à deux types de transferts au sein de la ZNS : (1) transfert gravitaire contrôlé par la matrice (supposé faible mais quasiment constant tout au long de l'année) ; (2) transfert par effet piston (eau plus minéralisée, présent seulement en période de recharge).

L'augmentation de la conductivité avec l'augmentation du niveau d'eau peut être interprétée comme l'arrivée d'eau plus minéralisée, déstockée de la ZNS par effet piston. A la fin de la période de recharge, cette arrivée d'eau diminue progressivement et la conductivité baisse de nouveau.

(2) <u>Une relation non linéaire complexe :</u>

Au lac des stalactites, le lien entre la conductivité électrique et la hauteur d'eau est plus complexe. En 2013, l'augmentation de la conductivité intervient environ un mois après la remontée du niveau d'eau. La baisse de la conductivité

intervient 2 mois avant la baisse du niveau d'eau du lac. A l'inverse, en août 2013, la hausse de la conductivité intervient 4 mois avant le début de la remontée du niveau d'eau. On observe une deuxième phase d'augmentation plus rapide de la conductivité en même temps que la remontée du niveau d'eau en février 2014. L'hystérésis conductivité – hauteur d'eau permet de mieux visualiser la relation entre ces deux paramètres (Figure 7-20). On observe tout d'abord une hystérésis rétrograde puis un enchainement d'hystérésis orthogrades. La relation entre hauteur d'eau et conductivité n'est pas constante au cours du temps.

On peut faire l'hypothèse de trois masses d'eaux participant à la recharge liées à trois types de transferts : (1) transfert gravitaire contrôlé par la matrice (supposé faible mais quasiment constant tout au long de l'année) ; (2) transfert par effet piston ; (3) transfert par circulation préférentielle au sein de la fracturation.
L'augmentation du niveau d'eau serait le fait de l'arrivée de deux types d'eau. Les eaux circulant par effet piston feraient augmenter la conductivité en même temps que la hauteur d'eau. Les eaux circulant préférentiellement par la fracturation seraient responsables de la diminution de la conductivité en période de recharge.

La Figure 7-21 schématise les variations de hauteur d'eau et de conductivité électrique au lac des Voutes et au lac des Stalactites ainsi que l'arrivée des trois masses d'eau liées aux trois types de transferts au sein de la ZNS.

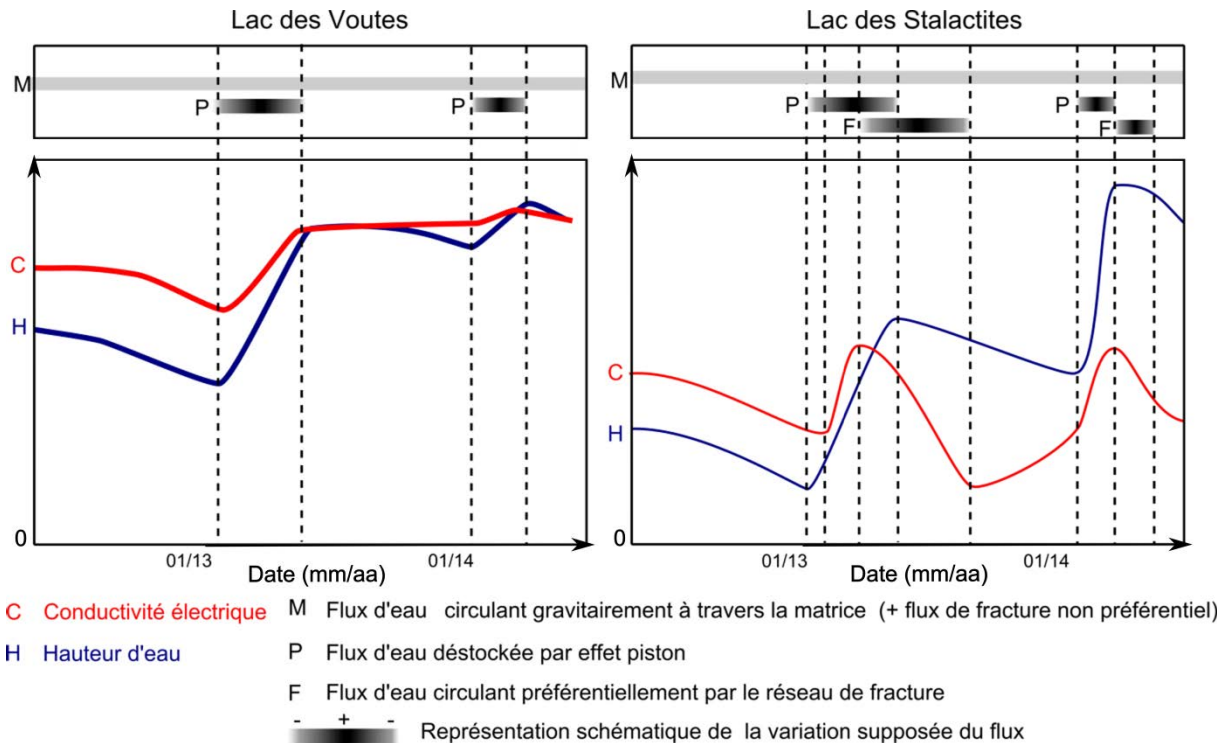


Figure 7-21 : Schéma explicatif des variations de la hauteur d'eau (ligne bleue) et de la conductivité électrique (ligne rouge) au lac des Voutes et au lac des Stalactites durant les cycles 2012/2013 et 2013/2014.

L'étude des variations du niveau d'eau et de la conductivité électrique des eaux du lac des Voutes et du lac des Stalactites permet de proposer l'hypothèse de 3 types de flux provenant de la ZNS : les eaux circulant gravitairement par la matrice (flux faible, conductivité intermédiaire), les eaux déstockée de la ZNS par effet piston (flux intermittent, forte conductivité) et les eaux circulant préférentiellement par la fracturation (flux intermittent, faible conductivité). Le troisième type de flux n'a été identifié que pour le lac des Stalactites.

2.4.1.2 Variation temporelle de la conductivité des eaux de percolation

Un dispositif de mesure de la conductivité des eaux de percolation a été installé au-dessus du lac des Piliers (voir Partie 3). Il est constitué d'une sonde placée dans un flacon à débordement récoltant les eaux de percolation s'écoulant sur une bâche. Le débit de percolation est enregistré à quelques mètres du dispositif par un pluviomètre. Ces chroniques sont présentées Figure 7-22.

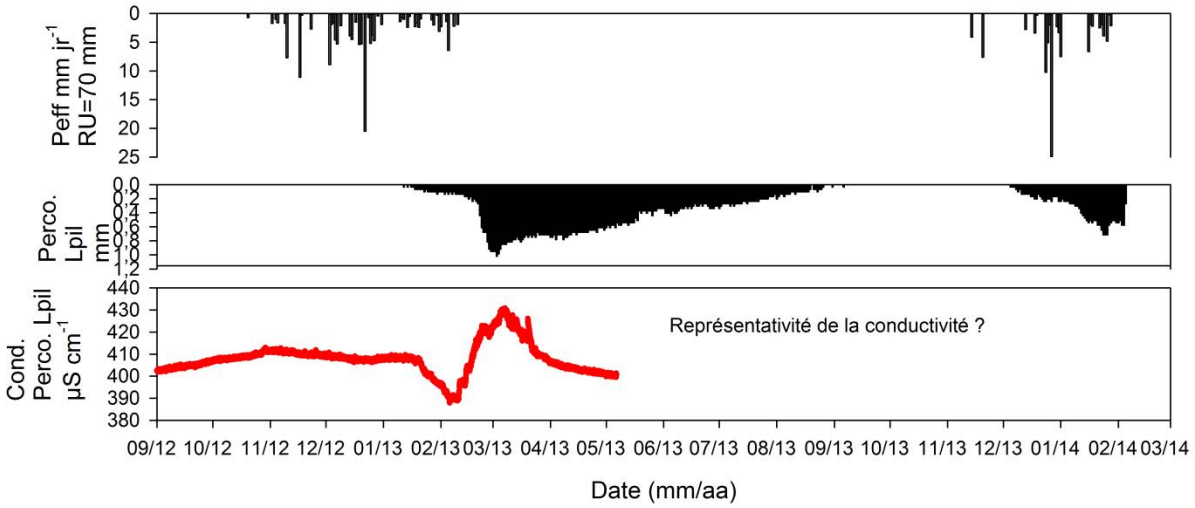


Figure 7-22 : Variations temporelles de la pluie efficace (Peff), du débit de percolation et de la conductivité électrique des eaux de percolation au lac des Piliers de septembre 2012 à février 2013.

Les variations de la conductivité et du débit de percolation sont décalées dans le temps. Ces variations sont difficiles à interpréter. On ne connait pas bien la représentativité de la conductivité ainsi enregistrée : (1) Il est possible que le débit de percolation enregistré par le pluviomètre et le débit de percolation à l'origine des variations de la conductivité soient différents. En effet, les débits de percolation varient beaucoup spatialement et les deux appareils/dispositifs sont situés à environ 15 m de distance l'un de l'autre. (2) Il est également possible que les eaux du flacon ne se renouvellent pas suffisamment et que la conductivité ainsi enregistrée ne reflète pas celle des eaux de percolation (voir Partie 3, paragraphe 1.2.1.3).

Par conséquent, les interprétations faites grâce à l'analyse des variations de la conductivité électrique constituent une première analyse qui devra être vérifiée par d'autres mesures. Plusieurs hypothèses peuvent toutefois être formulées. Jusqu'en Janvier 2013, le plafond au-dessus du lac des Piliers était sec, aucun débit de percolation n'est enregistré. La sonde placée dans le dispositif mesure donc la conductivité d'eaux stagnant dans le flacon. En janvier 2013, la percolation reprend tout d'abord faiblement puis rapidement. La conductivité montre, dans un premier temps, une baisse d'environ 25 µS cm^{-1}. Cette baisse pourrait refléter l'arrivée d'eau moins minéralisée circulant par la fracturation. Elle est suivie par une hausse de 45 µS cm^{-1}. Le pic de conductivité électrique pourrait refléter l'arrivée d'eaux stockées dans la ZNS, plus minéralisées, chassées par effet piston. La conductivité chute à nouveau à partir de mars 2013 pour retrouver son niveau initial. Cette chute est

concomitante avec la diminution du débit de percolation. Ces variations pourraient donc refléter la diminution du flux d'eau déstockée de la ZNS par effet piston.

2.4.2 Variations temporelles des concentrations en ions majeurs des eaux des lacs

L'étude des variations temporelles des concentrations en ions majeurs des eaux des lacs permet d'aller plus loin dans l'analyse des différents flux d'eaux participant à la recharge de la nappe. Les variations de chaque famille d'ions permettent de distinguer différents processus de recharge. Par exemple, une augmentation du niveau d'eau concomitante avec une baisse des ions HCO_3^- et Ca^{2+} peut marquer l'arrivée d'eaux plus diluées, circulant rapidement par la fracturation.

Le lac Bleu et le lac Pedro ont été suivis à plus haute fréquence grâce à des prélèvements automatiques avec 1 prélèvement tous les 4 jours (à partir de Mai 2012 au lac Bleu et Janvier 2013 au lac Pedro). Ces données sont présentées dans la Partie 4. Les variations des ions Ca^{2+} sont difficiles à interpréter étant donnée la forte variabilité intra-lac. Pour les autres ions, on observe :

- des variations temporelles très peu marquées pour les ions Mg^{2+}, K^+ et Na^+.
- des variations temporelles significatives pour les ions NO_3^- Cl^- et SO_4^{2-}

Les variations temporelles des concentrations de ces trois ions sont présentées Figure 7-23.

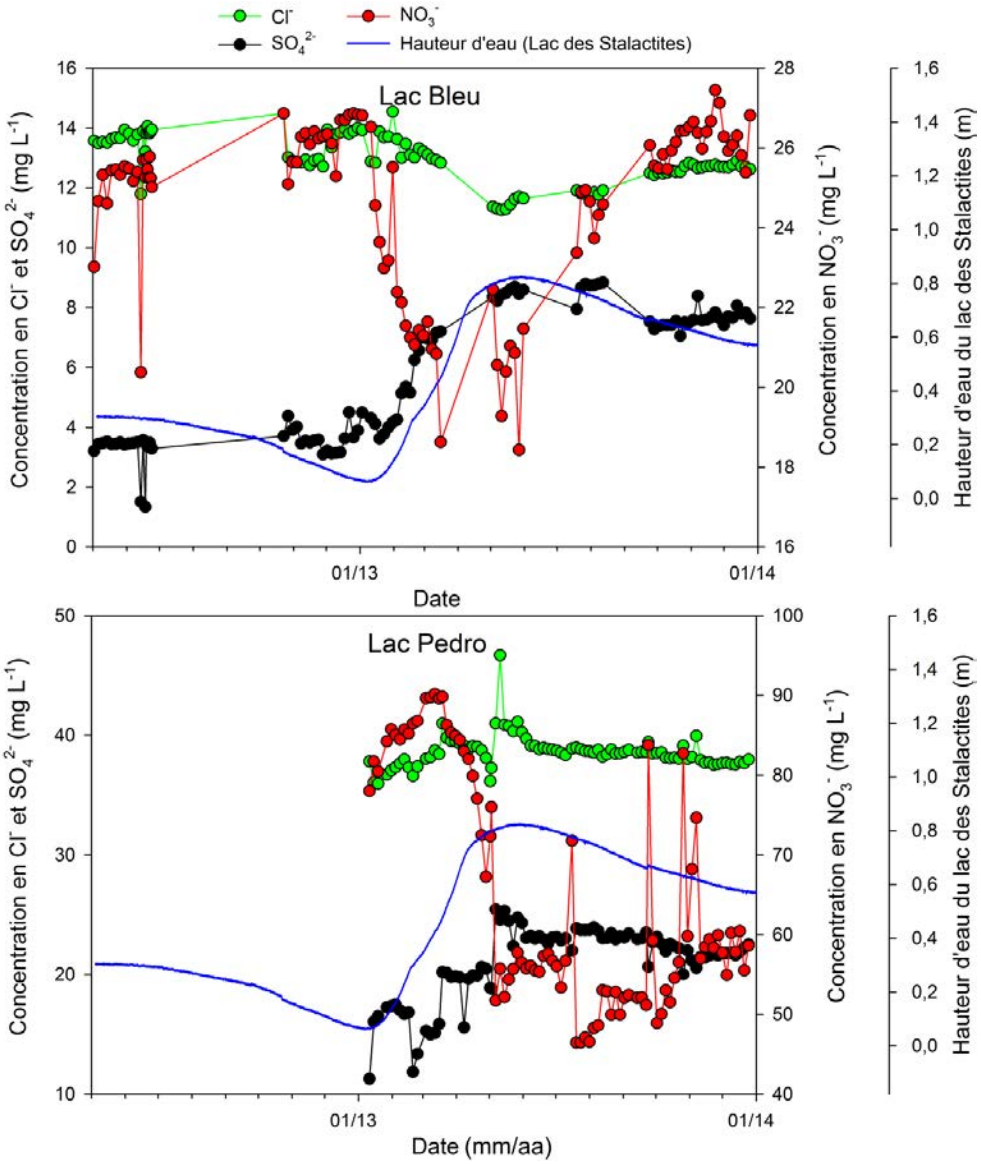


Figure 7-23 : Chroniques des concentrations en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} des eaux du lac Bleu et du lac Pedro et variation de la hauteur d'eau enregistrée au lac des Stalactites.

L'analyse de la variabilité spatiale des concentrations en ions dans les eaux des lacs a permis de mettre en évidence que les ions NO_3^- Cl^- et SO_4^{2-} ont une origine principale commune, liée à l'utilisation d'intrants sur les parcelles cultivées en surface de la cavité (paragraphe 1.1.2.1). On pourrait donc s'attendre à ce qu'ils présentent les mêmes variations temporelles. Or ce n'est pas le cas.

Pour les deux lacs, la concentration en SO_4^{2-} semble suivre les variations de la hauteur d'eau. Ce type de variation est observable pour de nombreux qualitomètres implantés dans la craie (formations superficielles peu épaisses ou absentes) au Nord du Bassin de Paris (Thulard, 2014). Valdés (2005) au contraire, observe des concentrations en SO_4^{2-} soit corrélées, soit anticorrélées au niveau d'eau suivant les qualitomètres et suivant les cycles hydrologiques.

A l'inverse, au lac Bleu, on observe une baisse des concentrations en Cl^- et en NO_3^- avec la hausse du niveau d'eau, puis une remontée des concentrations lorsque le niveau d'eau diminue.

Au lac Pedro, les variations des concentrations en NO_3^- sont plus compliquées, avec tout d'abord une hausse des concentrations au début de la remontée du niveau d'eau, suivie d'une baisse importante de 35 mg L^{-1} à la fin de la remontée du niveau d'eau. Pendant la chute du niveau d'eau, hormis quelques échantillons isolés avec de plus fortes concentrations (>65 mg L^{-1}), il semble y avoir une remontée progressive des concentrations.

Qu'est ce qui contrôle les variations temporelles des ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} ?

La dynamique de restitution de chaque ion dépend de la porosité traversée. Les concentrations dans la nappe dépendent donc de la distribution des porosités au sein de la ZNS.

Stuart et al. (2008) propose 4 mécanismes d'augmentation des NO_3^- en période de recharge dont trois semblent possibles pour notre site d'étude :

- Effet piston chassant les nitrates stockés dans les eaux des pores de la matrice.
- Flux de fracture court-circuitant la matrice et amenant des NO_3^- depuis la surface jusqu'à la ZS (les stocks en NO_3^- dans les sols sont élevés au début de la recharge).
- Lessivage des nitrates stockés en bas de la ZNS par augmentation du niveau d'eau de la nappe

A l'inverse, Valdés (2005) a montré une diminution des NO_3^- avec l'arrivée rapide d'eaux provenant de la surface. Cette diminution est interprétée comme étant due à une dilution des eaux de la nappe par l'arrivée d'eaux moins chargées en nitrates (diluées par les eaux de pluie) circulant préférentiellement par la fracturation et les conduits karstiques.

Un deuxième scénario pourrait expliquer la diminution des nitrates avec l'augmentation du niveau de la nappe : les eaux déstockées par effet piston, plus anciennes que celles circulant gravitairement (matrice et fracturation) seraient antérieures à la période de forte utilisation des nitrates en agriculture.

Il est difficile de savoir lequel de ces mécanismes est à l'œuvre ici. Pour cela, il faudrait pouvoir prélever distinctement les différents types d'eau provenant de la ZNS afin de pouvoir caractériser leurs concentrations en ions majeurs (notamment NO_3^-).

L'augmentation des concentrations en SO_4^{2-} en période de recharge ne semble pas pouvoir être compatible avec un scénario de diminution des NO_3^- par l'arrivée d'eaux diluées circulant par la fracturation (car on suppose une origine commune de ces deux ions). Dans ce scénario, les SO_4^{2-} seraient également dilués.

Une autre hypothèse (qui n'a pas pu être étayée par la bibliographie) est que les ions SO_4^{2-} pourraient être plus facilement adsorbés que les NO_3^- et donc s'enrichir dans les eaux stockées dans la matrice. Ainsi le scénario d'arrivée d'eaux anciennes par effet piston, peu chargées en NO_3^- et plus chargées en SO_4^{2-} permettrait d'expliquer les variations temporelles observées au lac Bleu et une partie des variations observées au lac Pedro.

La faible augmentation des NO_3^- en début de recharge au lac Pedro pourrait être due à l'arrivée d'eau circulant rapidement à travers la fracturation et plus chargée en nitrates.

Etant donné que la carrière a été équipée récemment (fin 2011) et que la première année a été très sèche (absence de percolation), on a actuellement trop peu de recul sur les variations des concentrations en ions des lacs pour pouvoir favoriser l'une ou l'autre des hypothèses avancées. Un suivi à plus long terme sera donc nécessaire pour atteindre cet objectif.

2.5 Synthèse des résultats sur le fonctionnement hydrodynamique des eaux souterraines de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

Chroniques quantitatives

L'observation des chroniques de Peff et de variations de la hauteur d'eau des lacs a permis de mettre en évidence :

- Une forte hétérogénéité inter-lacs des réponses des lacs (variations d'intensités différentes et décalage dans de temps du début de la remontée).
- L'absence de corrélation entre la Peff annuelle et la variation de hauteur d'eau du lac des Piliers.

Le calcul de la fonction d'intercorrélation des chroniques Peff/hauteur d'eau (lac des Piliers) a permis de mettre en évidence un temps de réponse de la nappe de 144 jours, avec une vitesse modale d'environ 10^{-6} m s^{-1}. Cette vitesse peut correspondre à deux type de recharge : effet piston ou transfert direct par la fracturation.

L'observation des chroniques de débit de percolation a permis de mettre en évidence une forte hétérogénéité spatio-temporelle de ces flux au sein de la cavité.

Le calcul de la fonction d'intercorrélation Peff/percolation au lac des Piliers a permis de mettre en évidence deux pics de corrélation à 28 jours et 66 jours avec des vitesses modales respectives de 1,6 10^{-5} et 5 10^{-6} m s^{-1}. Ces deux pics ne sont pas visibles dans la fonction d'autocorrélation de Peff et correspondent donc à deux vitesses de transferts différentes au sein de la ZNS, liées à deux types de porosités (et donc deux processus de recharge) et/ou à deux chemins d'écoulement préférentiels.

L'étude des chroniques de Peff de hauteur d'eau des lacs et de percolation a permis de mettre en évidence deux type de transferts possibles pour la recharge de la nappe. La géochimie a été analysée pour aller plus loin dans la compréhension du système.

Chroniques qualitatives

L'étude des variations temporelles de la conductivité électrique des eaux des lacs Voutes et Stalactites a permis de faire l'hypothèse de trois types de débit de percolation différents en qualité, en contribution et en dynamique. Ces différents flux

sont liés à trois types de transfert au sein de la ZNS : (1) transfert gravitaire contrôlé par la matrice (supposé faible mais quasiment constant tout au long de l'année) ; (2) transfert par effet piston ; (3) transfert direct par circulation préférentielle au sein de la fracturation.

Les deux premiers types de transferts participent probablement à la recharge de tous les lacs. Le troisième ne doit sans doute participer que localement ou temporairement.

L'étude des variations temporelles des concentrations en ions majeurs des lac Bleu et Pedro s'est concentrée sur les ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} dont les variations sont significatives. L'analyse de ces variations a également permis de mettre en évidence la participation de différentes masses d'eau à la recharge de la nappe. Cependant, en l'absence de données plus précises, il est difficile d'attribuer les différentes gammes de concentrations à l'une ou l'autre des masses d'eaux.

Ces résultats sont obtenus localement à l'échelle du lac ou de quelques mètres carrés pour la percolation. Les différents types de transferts mis en évidence montrent que les distributions des porosités varient spatialement dans la ZNS. Suivant l'organisation spatiale de ces distributions et selon les conditions climatiques, ces types de transferts ont lieu ou non. Néanmoins les proportions et les caractéristiques précises de chaque type de transferts sont difficiles à obtenir.

Chapitre 3. Conclusion sur l'impact des facteurs anthropiques climatiques et géologiques sur le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie à l'échelle de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud.

Le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie a été étudié à haute résolution à l'échelle de la carrière de Saint-Martin-le-Nœud. On a pu constater l'absence de karstification active dans la cavité.

Synthèse des résultats

L'étude a permis de mettre en évidence :

- une variabilité spatiale forte et inattendue :
  - des concentrations en ions majeurs (lacs et percolation)
  - des variations temporelles du niveau d'eau des lacs
  - des débits de percolation
- une variabilité temporelle relativement faible de la géochimie des eaux des lacs, avec cependant une baisse des concentrations en NO_3^- en période de recharge.

Ces différentes observations ont permis de proposer l'hypothèse de l'existence de différents modes de transfert au sein de la ZNS (Figure 7-24) :

- Transfert lent par la matrice et la fracturation
- Transfert direct rapide par la fracturation
- Transfert par effet piston

Les facteurs de contrôle

Des facteurs de contrôle de la variabilité spatio-temporelle de la géochimie et du fonctionnement hydrodynamique des eaux souterraines de la craie ont été identifiés et sont détaillés ci-dessous (Figure 7-24).

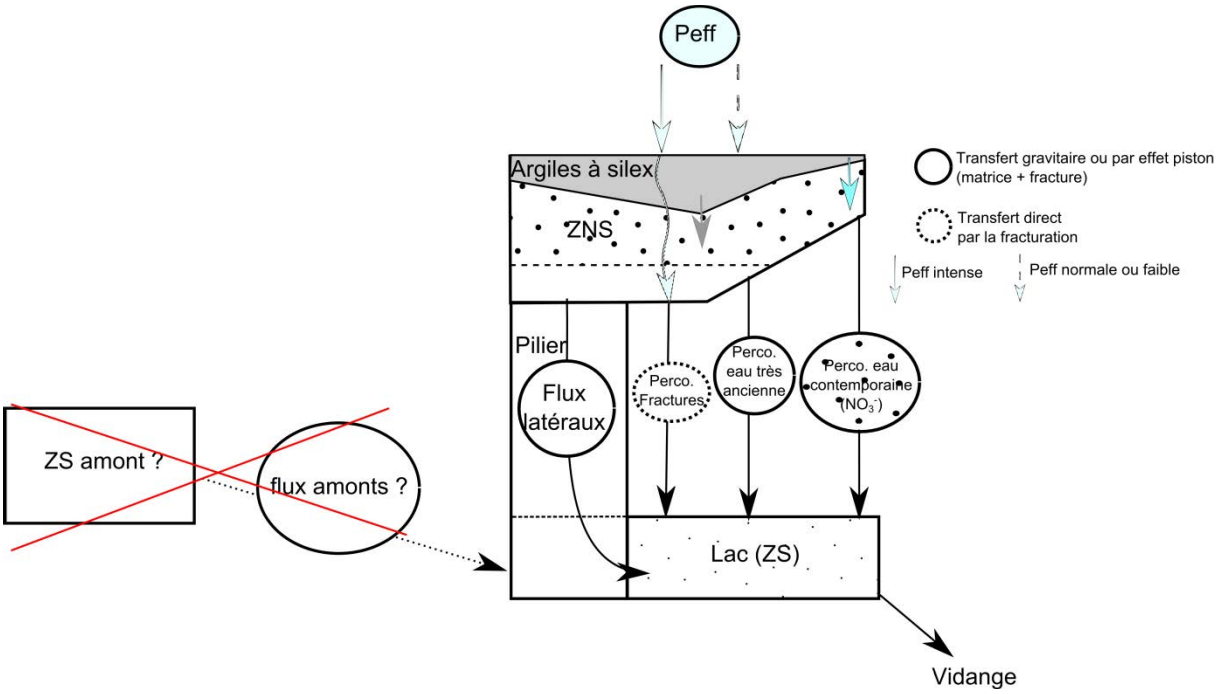


Figure 7-24 : Schéma des écoulements alimentant les lacs de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud.

- Epaisseur et perméabilité de la partie crayeuse de la ZNS
  - L'épaisseur de la ZNS

Là où l'épaisseur de la ZNS est plus faible, les eaux circulant au sein de la ZNS arrivent plus rapidement à la ZS. Cela a des conséquences (1) sur les variations temporelles des débits de percolation et des niveaux des lacs : on observe un décalage temporel des réponses de la nappe et de la reprise de la percolation (il est très probable qu'on ait les mêmes résultats pour les flux latéraux mais ceux-ci n'ont pu être caractérisés) ; (2) sur la géochimie : les pratiques agricoles ont changé au cours des décennies précédentes et un pic d'utilisation des intrants a été atteint durant les années 1970-1990. Les solutés migrant principalement lentement à travers la matrice de la ZNS, on peut faire l'hypothèse de l'existence d'un gradient vertical de concentration en ions d'origine agricole (dont les NO_3^-). Ainsi là où la ZNS est plus épaisse, le pic des NO_3^- est toujours en transit dans la ZNS tandis que là où la ZNS est moins épaisse, les eaux fortement concentrées en NO_3^- ont déjà atteint la ZS.

  - La distribution des perméabilités

La distribution des perméabilités au sein de la ZNS de la craie a également un fort impact sur les débits de percolation. La forte hétérogénéité spatiale de ces flux au sein de la cavité prouve l'existence de chemins préférentiels d'écoulement au sein de la ZNS et donc l'hétérogénéité spatiale de la distribution des porosités. On peut se

poser la question de l'impact du creusement de la cavité sur la distribution des porosités : le creusement de galeries a-t-il fragilisé la roche et entrainé la création de fissures ou l'ouverture de fissures préexistantes ? Est-ce que l'abondance de la percolation est liée à l'écartement des piliers ? A l'heure actuelle, les observations faites dans la cavité n'ont pas permis de trouver de lien entre la forme des galeries (hauteur, largeur, nombre de piliers...) et les débits de percolation.

Les relativement faibles variations temporelles de la géochimie ainsi que la présence d'Atrazine dans les eaux de percolation prouvent l'existence de transferts matriciels lents au sein de la ZNS, avec des vitesses de moins d'un mètre par an.

On peut faire l'hypothèse, en cohérence avec la littérature, que les variations annuelles du niveau d'eau sont le fait de transferts par effet piston des eaux stockées en bas de la ZNS. Cependant des transferts relativement rapides par la fracturation pourraient également intervenir. Les variations temporelles de la géochimie (conductivité électrique et ions majeurs) semblent en effet indiquer l'existence de différents flux participant à la recharge de la nappe.

- <u>L'impact des argiles à silex</u>

La question posée était de savoir si les argiles à silex jouent plutôt un rôle protecteur vis-à-vis des polluants de surface en retardant leur arrivée jusqu'à la nappe, ou au contraire masquent des zones d'infiltration préférentielle pouvant conduire rapidement les polluants au sein de la ZNS. Cependant l'impact des argiles à silex sur les concentrations en ions d'origine agricole ou sur les transferts d'eau dans la ZNS n'a pas pu être mis en évidence. D'autres investigations sont nécessaires afin de mieux comprendre le rôle des argiles à silex sur les transferts d'eau et de solutés au sein de la ZNS.

Le rôle des argiles à silex sur la géochimie des eaux a été montré : l'épaisseur des argiles à silex semble contrôler les concentrations en Mg^{2+} et K^{+}.

- <u>L'influence des pratiques culturales sur la qualité des eaux</u>

L'activité agricole en surface de la cavité a un fort impact sur la qualité des eaux souterraines. Les concentrations en NO_3^- dépassent parfois les 150 mg L^{-1}. Néanmoins en faisant l'hypothèse de transferts verticaux au sein de la ZNS, les différences de pratiques entre les agriculteurs ne semblent pas être à l'origine de la

forte variabilité spatiale des concentrations en NO_3^-. En effet, les lacs situés sous des parcelles exploitées par un même agriculteur (avec des apports en nitrates homogènes), montrent des concentrations en NO_3^- très variables dans les lacs (40 mg L^{-1} de différence) et plus encore dans les eaux de percolation (près de 150 mg L^{-1} de différence). Même en considérant des flux subverticaux, il parait peu probable que seules les pratiques agricoles contrôlent la variabilité spatiale des concentrations en NO_3^-, certains des lacs les plus concentrés étant situés à plus de 400 m des parcelles recevant le plus d'intrants.

- Les caractéristiques de la Peff

Les variations du niveau d'eau des lacs ne sont pas corrélées avec la Peff annuelle. La détermination de chacun des paramètres entrant dans le calcul de la Peff nécessite d'admettre plusieurs hypothèses, en l'absence de données disponibles. Par exemple, une seule valeur de RU a été fixée pour tous les sols au-dessus de la cavité, quels que soient l'épaisseur des argiles à silex et le type de culture (alors que ces paramètres varient dans le temps ou dans l'espace). De ce fait, la Peff calculée reste très discutable. Même en considérant que la Peff est représentative des eaux qui s'infiltrent réellement dans le sous-sol, la non linéarité des transferts au sein de la ZNS rend l'étude du système très complexe. En effet, il existe différents types de transferts au sein de la ZNS. Ces transferts ont lieu lorsque la Peff dépasse certains seuils de volume et/ou d'intensité. Il est probable que l'intensité de la pluie joue un rôle important dans la répartition des écoulements entre les différents types de transferts à travers la ZNS et/ou qu'une certaine quantité de pluie soit nécessaire pour que le déstockage de la ZNS par effet piston puisse avoir lieu. Ces seuils dépendent eux-mêmes de nombreux facteurs tels que l'épaisseur et la nature du sol et des formations superficielles, l'importance de la fracturation et la distribution des porosités au sein de la craie de la ZNS.

Partie 8. Conclusion générale, limites et perspectives

Partie 8. Conclusion générale, limites et perspectives

L'objectif de la thèse est de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines de la craie et notamment le rôle de la ZNS. L'aquifère de la craie est un milieu hétérogène complexe. Il présente une large gamme de porosité allant de la porosité matricielle à la porosité de fracture et même parfois au conduit karstique. Ces différentes porosités entrainent une forte hétérogénéité des types de transferts au sein de la ZNS, avec des vitesses allant de 10^{-8} m s^{-1} à plusieurs mètres par jour (10^{-5} m s^{-1} voire 10^{-3} m s^{-1}). De plus, l'aquifère de la craie est recouvert par des formations superficielles d'épaisseur et de nature variables, dont l'influence sur les écoulements au sein de la ZNS est encore mal connue.

L'approche utilisée a consisté, dans un premier temps, à caractériser la variabilité spatio-temporelle de paramètres hydrodynamiques (piézométrie, débit de percolation) et géochimiques (conductivité électrique, concentrations en ions majeurs, en pesticides : Atrazine et Déséthylatrazine) des eaux souterraines de la craie. Dans un deuxième temps cette variabilité a été croisée aux informations concernant le contexte climatique (caractéristique de la Peff), géologique (caractéristiques de la ZNS), et anthropique (usage des sols), afin d'identifier les processus et les facteurs de contrôle qualitatifs et quantitatifs des eaux de la craie.

Différentes méthodes ont été appliquées. Les chroniques de Peff, de débit de percolation et de variation du niveau d'eau ont été analysées grâce à des méthodes de traitement du signal. La géochimie des eaux a été étudiée par la réalisation d'analyses en composantes principales et par l'utilisation de traceurs naturels (conductivité électrique, ions majeurs, pesticides).

L'originalité de ce travail est de coupler une étude à l'échelle régionale et une étude à l'échelle, très locale, de la cavité souterraine de Saint-Martin-le-Nœud, site remarquable qui permet d'étudier directement des eaux non influencées par un amont hydrogéologique :

- L'échelle régionale

Située au Nord-Ouest du Bassin de Paris sur une superficie d'environ 7200 km^2, la région étudiée recouvre trois domaines avec des formations superficielles aux caractéristiques distinctes : à l'Ouest, la craie est recouverte par des argiles à silex épais, au centre ces argiles à silex sont peu épais voire absents, et enfin, à l'Est et

au Sud la craie est recouverte par des dépôts argilo-sableux d'âge Tertiaire. La région est équipée de 4 stations météorologiques, de 22 piézomètres et de 136 qualitomètres permettant d'étudier le climat et la piézométrie de la nappe ainsi que sa géochimie (données fournies par Météo France et la Banque ADES).

- L'échelle locale : la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud

La carrière de Saint-Martin-le-Nœud est un site remarquable donnant accès aux eaux souterraines à l'interface ZNS/ZS. Cette cavité s'étend sur environ 1 km de long pour 300 m de large. Elle est située au sein d'un dôme piézométrique limitant ainsi fortement l'importance des écoulements amont et présente des forçages anthropiques et un contexte géologique variés qui permettent de concentrer l'étude de différents facteurs de contrôles sur ce site peu étendu. Elle est notamment recouverte par des épaisseurs variables de ZNS (argiles à silex et craie). La carrière a été équipée afin d'étudier avec une haute résolution spatiale les eaux des lacs (eaux de la nappe) et les eaux de percolation, d'un point de vue hydrodynamique et géochimique.

Synthèse des résultats

A l'échelle régionale ainsi qu'à l'échelle de la cavité, la variabilité temporelle est relativement faible.

La réponse de la nappe et l'arrivée des flux d'eau provenant de la ZNS après une période de recharge sont lentes et tamponnées.

A l'échelle régionale, les variations temporelles de la géochimie sont faibles que ce soit pour les ions autochtones ou allochtones.
A l'échelle locale, l'évolution de la conductivité électrique des eaux des lacs montre des variations temporelles de la minéralisation des eaux relativement lentes (variation max de 38 µS cm^{-1} en 1 mois). Etant donné la forte variabilité intra-lac, les variations temporelles des concentrations en Ca^{2+} et HCO_3^- n'ont pas pu être étudiées. Parmi les autres ions, seules les concentrations en NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} mesurées dans les eaux des lacs varient significativement.

Au contraire, la variabilité spatiale est très marquée, que ce soit à l'échelle régionale ou à l'échelle locale.

A l'échelle régionale, les variations piézométriques sont très différentes d'un forage à l'autre. De même, dans la cavité de Saint-Martin-le-Nœud, les variations du niveau des lacs et les flux de percolation diffèrent spatialement.
La géochimie des eaux de la nappe et les eaux de percolation présentent également une forte hétérogénéité spatiale, que ce soit à l'échelle régionale ou locale.

Les facteurs de contrôle de l'hydrodynamique et de la géochimie des eaux souterraines de la craie

Ces résultats, croisés aux caractéristiques de la ZNS, des formations superficielles et de l'occupation des sols ont permis de mettre en évidence des facteurs de contrôle (Figure 8-1) :

- Epaisseur et perméabilité de la partie crayeuse de la ZNS

L'épaisseur de la ZNS contrôle le temps d'arrivée des eaux et des solutés jusqu'à la nappe. Plus étonnamment, elle semble également contrôler la vitesse modale de réaction de la nappe après une période de recharge.
L'existence de différents types de porosités (matrice et fractures) et la répartition de ces porosités dans la ZNS sont à l'origine de chemins préférentiels d'écoulement au sein de la ZNS (Figure 8-1.2). Ces chemins n'étant pas répartis de façon homogène, ils induisent une hétérogénéité spatiale des types de transfert et donc l'existence de différentes masses d'eaux circulant dans la ZNS (Figure 8-1.2). Elles sont caractérisées par des dynamiques temporelles, des volumes, et des géochimies différentes. Il est cependant encore très difficile de les individualiser. Néanmoins, la relativement faible variation temporelle de la géochimie et des niveaux d'eau, ainsi que la présence d'Atrazine suggèrent que le principal mode de recharge de la nappe se fait par déstockage par effet piston et par circulation gravitaire à travers la matrice d'eau ancienne et que les flux préférentiels de fractures sont minoritaires.

- Epaisseur et nature des formations superficielles

Cette étude n'a pas permis d'identifier l'impact des formations superficielles sur l'hydrodynamique de la nappe de la craie, que ce soit à l'échelle régionale ou locale. Néanmoins, des impacts géochimiques ont été clairement identifiés (Figure 8-1.1). Ces impacts diffèrent selon l'échelle considérée.

A l'échelle régionale, les argiles à silex ne semblent pas impacter la géochimie des eaux. A l'inverse, à l'échelle locale, l'enrichissement en Mg^{2+} et K^{+} a été relié à de plus fortes épaisseurs d'argiles à silex (Figure 8-1.1).
A l'échelle régionale, l'enrichissement des eaux de la nappe en Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+}, Cl^{-} et SO_4^{2-} est lié à la présence de dépôts argilo-sableux d'âge Tertiaire (Figure 8-1.1).
Les formations superficielles n'ont apparemment pas d'impact sur les concentrations en NO_3^{-}. Elles ne semblent pas jouer un rôle protecteur vis-à-vis de ces pollutions.

- Utilisation des sols

L'impact de la forte utilisation des sols pour l'agriculture est clairement visible sur la géochimie des eaux avec des concentrations en nitrates dépassant parfois les 100 mg L^{-1} et la présence d'Atrazine et de Déséthylatrazine dans les eaux souterraines.

- Caractéristiques de la Peff

L'alternance de périodes de recharge en automne/hiver et de périodes où la Peff est nulle au printemps et en été est clairement visible sur les variations du niveau d'eau de la nappe et sur les variations temporelles des flux de percolation (Figure 8-1.2 et .3).

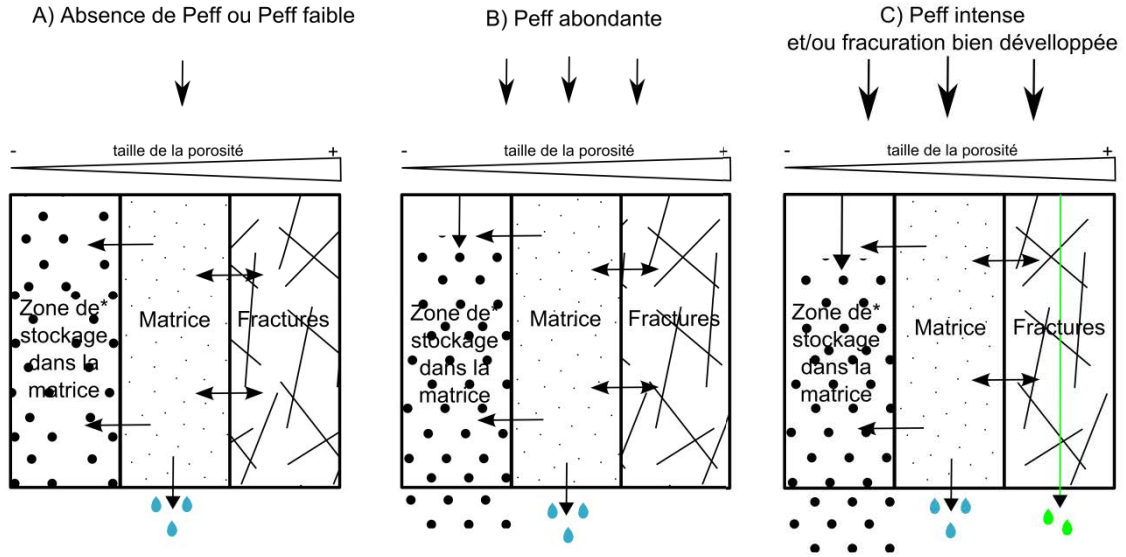
La Figure 8-1 présente une synthèse des résultats obtenus concernant (1) les écoulements dans les formations superficielles en détaillant l'impact de chaque type de recouvrement sur la répartition des écoulements dans la ZNS et sur la géochimie des eaux ; (2) la répartition des différents écoulements dans la ZNS (et leur caractéristiques) en fonction des caractéristiques de la Peff et (3) les variations du niveau de la nappe en fonction des apports de la ZNS.

Partie 8. Conclusion générale, limites et perspectives

1) Les écoulements dans les formations superficielles

		Argiles à silex peu épaisses ou absentes (Peff)	Argiles à silex épaisses (Peff)	Dépôts argilo-sableux d'âge Tertiare (Peff)
Impact sur la répartition des écoulements dans la ZNS	Régionale	?	?	?
	Locale	?		
Impact sur la géochimie	Régionale	Impact faible ou nul	Impact faible ou nul	enrichissement en Mg^{2+}, K^+, Na^+, Cl^- et SO_4^{2-}
	Locale	enrichissement en Mg^{2+} et K^+		

2) Les écoulements dans la ZNS



Type de transfert	Âge de l'eau	Géochimie de l'eau
Transferts gravitaires : matrice + fracture (non préférentiel)	eau très ancienne	Eau minéralisée (la concentration en ions d'origine agricole dépend notament de l'épaisseur de la ZNS)
Transferts par effet piston : déstockage de la ZNS	eau ancienne	Eau fortement minéralisée (mais potentiellement faiblement contaminée par les ions d'origine agricole)
Transferts préférentiels par le réseau de fracture	eau récente	Eau faiblement minéralisée pauvre en ions autochtones (concentration en ions d'origine agricole variable)

3) Les variations du niveau d'eau de la nappe

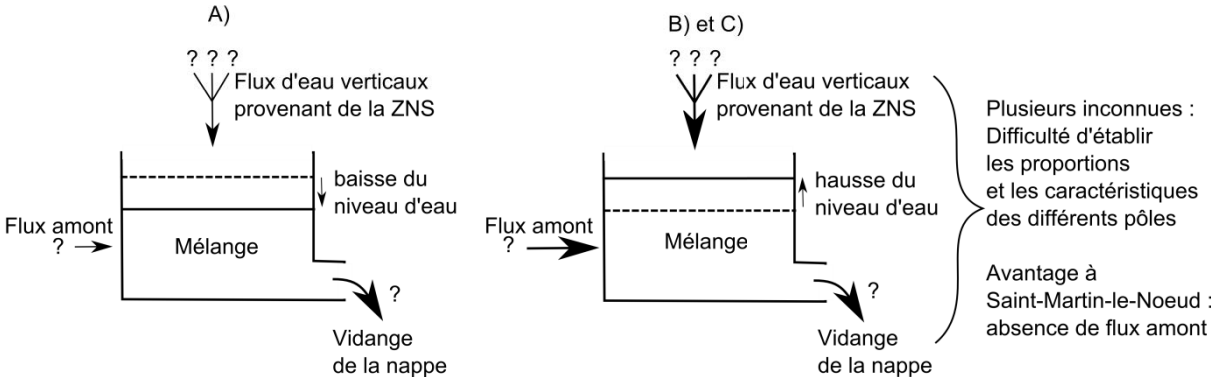


Figure 8-1 : Schéma des écoulements dans la ZNS et la nappe de la craie. La part des contributions de chaque masse d'eau sortant de la ZNS, liées aux 3 principaux types de transferts, n'est pas connue. Les apports d'une même masse d'eau évoluent en fonction des caractéristiques de la Peff.

Limites et perspectives

Durant la thèse, un certain nombre d'hypothèses fortes ont dû être utilisées pour pouvoir analyser les données et interpréter les résultats en l'absence de connaissances suffisantes notamment sur les caractéristiques physiques de la ZNS ainsi que sur la dynamique et la contribution des différents transferts d'eau et de solutés. Ces limites amènent de nouvelles questions qui constituent des perspectives de recherche.

L'hypothèse forte de transferts verticaux au sein de la ZNS

Pour l'étude de l'impact des formations superficielles et de l'usage des sols sur la géochimie des eaux à l'échelle de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud, on a fait l'hypothèse forte de transferts verticaux au sein de la ZNS, en négligeant l'influence possible du pendage des couches de craie et des réseaux de fractures. Ce biais doit cependant peu influer sur la caractérisation de l'hétérogénéité spatiale entre les lacs car l'épaisseur d'argiles à silex varie perpendiculairement à l'axe sur lequel sont alignés les lacs.

Lien entre la Peff et les flux d'eau au sein de la ZNS

Il est très difficile de déterminer la part des précipitations qui s'infiltre réellement dans la ZNS. En effet, l'ETP dépend notamment de l'épaisseur et de la nature des formations superficielles ainsi que du type de plante cultivée et des méthodes de cultures. Or ces paramètres varient grandement dans l'espace, et pour les deux derniers, dans le temps.

Pourtant la détermination de la Peff est essentielle pour comprendre les processus hydrodynamiques ayant lieu dans la ZNS.

Dans cette étude, la Peff a été déterminée en faisant de nombreuses hypothèses. On a essayé de contraindre les paramètres de calcul de la Peff en étudiant les chroniques de sortie (débits de percolation) dans la carrière de Saint-Martin-le-Nœud. Cependant, les résultats ont montré que les variations du niveau d'eau n'étaient pas corrélées aux Peff annuelles ainsi calculées. Il est possible que cela soit dû à une mauvaise estimation du forçage d'entrée du système (la Peff). Mais il est également possible que l'intensité des Peff joue un rôle important sur la

répartition des flux d'eau dans la ZNS, favorisant ainsi un certain type de transfert plutôt qu'un autre.

Il pourrait être intéressant de créer un indice de la Peff prenant en compte à la fois la quantité et l'intensité de cette pluie, et d'étudier l'impact de ces paramètres sur les écoulements au sein de la ZNS. Dans ce but, une station météorologique complétée par des sondes permettant le suivi de l'humidité du sol pourrait être mise en place sur le site de Saint-Martin-le-Nœud au-dessus la cavité.

Caractérisation des argiles à silex

Afin de mieux définir l'impact des argiles à silex sur les écoulements et la géochimie des eaux souterraines de la craie, il est nécessaire de cartographier l'épaisseur et la nature de ces formations.

- Les argiles à silex sur le site de Saint-Martin-le-Nœud

A partir d'hypothèses sur la constitution de la géométrie verticale des couches sur l'ensemble de la surface (c'est-à-dire un terrain à 2 couches : une couche conductrice de résistivité 8 Ωm et d'épaisseur variable représentant les formations superficielles sur un substratum crayeux altéré de résistivité 60 Ωm) les résultats obtenus par l'utilisation de méthodes géophysiques ont permis de réaliser une carte des épaisseurs d'argiles à silex au-dessus de la cavité (Guérin et al., 1996 ; Figure 8-2). Les épaisseurs ainsi calculées ont été comparées aux épaisseurs réelles mesurées dans les fosses creusées dans les champs. Les différences peuvent être importantes avec, par exemple, au-dessus du lac Pedro, une épaisseur mesurée de 0,05 m contre une épaisseur calculée de 0,84 m. Cette carte devra donc être améliorée par la réalisation d'autres campagnes d'investigation géophysique.

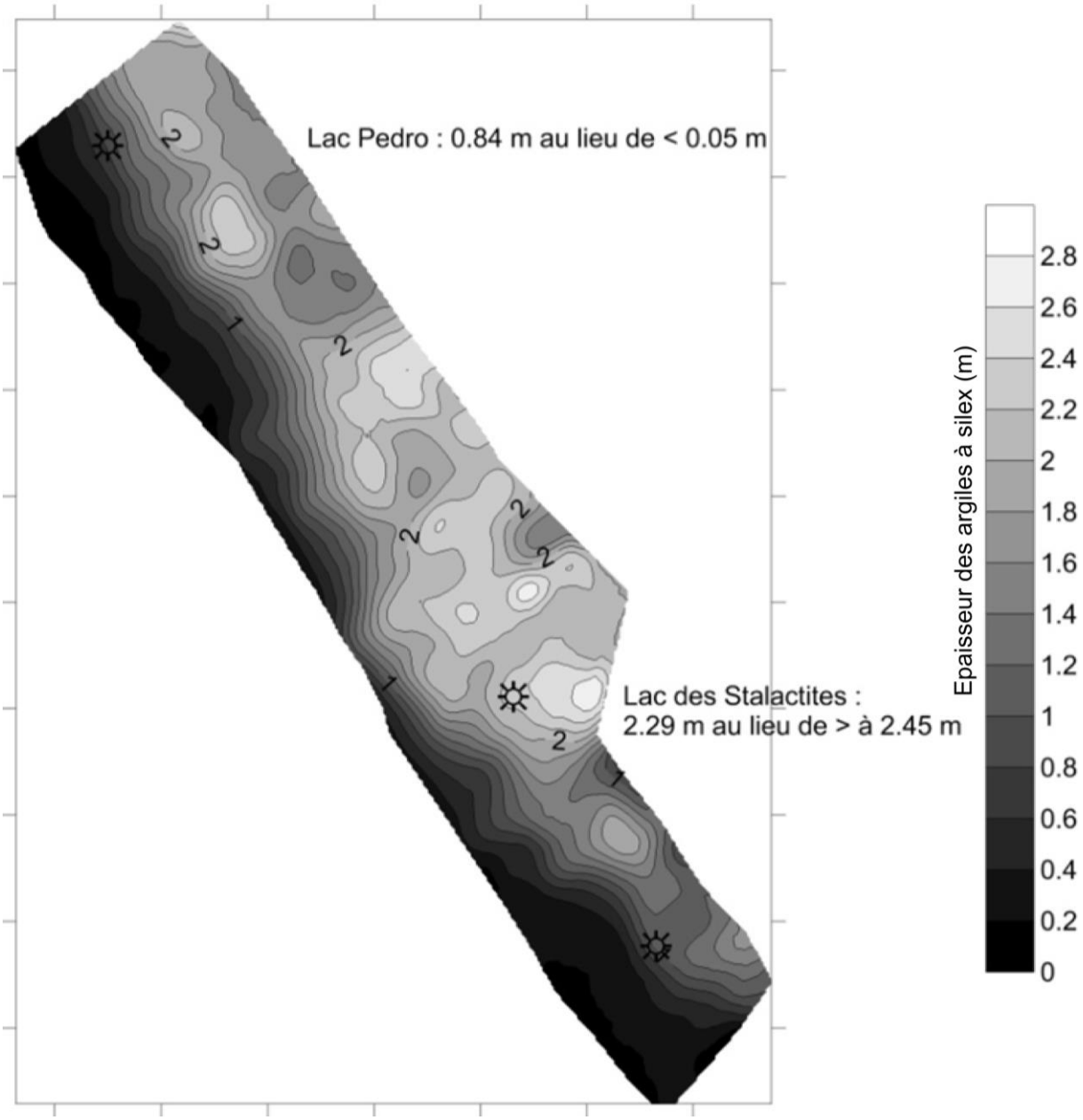


Figure 8-2 : Carte de l'épaisseur calculée des argiles à silex au-dessus de la cavité de Saint-Martin-le-Nœud.

Il serait également intéressant d'étudier les écoulements au sein de ces formations, in situ et en laboratoire, afin de déterminer notamment leur conductivité hydraulique en fonction de différents paramètres (teneur en silex, en sable...).

- Les argiles à silex à l'échelle régionale

Sur notre zone d'étude, les épaisseurs d'argiles à silex ne sont peut-être pas suffisamment contrastées pour pouvoir faire ressortir les différents impacts de ces formations superficielles sur les eaux souterraines de la craie. Il est possible qu'avec

des épaisseurs plus fortes (plus de 10 m) que celles rencontrées sur la zone on obtienne des résultats différents. Il serait donc très intéressant de pouvoir prolonger la carte des épaisseurs des formations superficielles réalisée par Laignel (2003) et Quesnel (1997) sur l'ensemble du Bassin de Paris et d'englober les différents résultats obtenus à l'échelle de la craie de Haute-Normandie et de Fontainebleau pour étudier finement l'impact des formations superficielles sur la nappe de la craie à l'échelle de ce bassin sédimentaire.

Caractérisation des différents types de transferts dans la cavité de Saint-Martin-le-Nœud

La durée de l'étude, les conditions climatiques et les conditions d'accès au site n'ont pas permis de caractériser finement les différentes masses d'eaux participants à la percolation au sein de la cavité (Figure 8-1.2 et .3). La variabilité spatio-temporelle des débits et de la géochimie de ces eaux doit être étudiée.

Une forte variabilité spatiale des débits de percolation a été constatée tout au long de l'étude.

Une première expérience a été mise en place en Juillet 2014 afin de mesurer l'hétérogénéité des flux de percolation à l'échelle de quelques mètres. Le plafond à proximité du lac des Stalactites a été instrumenté : 10 béchers d'une capacité maximum de 1200 mL ont été suspendus au plafond. Ces béchers récoltent chacun l'eau s'écoulant d'environ cinq stalactites. Huit d'entre eux sont situés sur une surface d'environ 9 m^2. Les deux derniers sont situés à 2 m de distance.

Figure 8-3 : Photographie du dispositif d'étude de l'hétérogénéité des flux de percolation.

Les volumes d'eaux percolées en 31 j (du 2 Juin au 3 Juillet) ont été mesurés. Les résultats montrent des différences très significatives avec, au minimum, une absence de percolation (bécher vide) et, au maximum, plus de 12 L (débordement du seau placé en dessous du bécher). Pour ce dernier point, une deuxième mesure a été faite pour une période plus courte (6h) et l'équivalent plus de 18 L en 31 j ont été obtenus.

Les eaux prélevées ont été analysées pour connaitre leurs concentrations en ions majeurs. Les concentrations sont relativement similaires pour les 8 échantillons dont les volumes varient de 10 à 42 mL. Les concentrations obtenues pour les échantillons prélevés dans le bécher situé là où le flux de percolation est le plus abondant présentent une géochimie légèrement différente avec des concentrations plus élevées en Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+} et SO_4^{2-} (les autres ions sont similaires aux autres échantillons).

Cette différence de géochimie entre les flux faibles et les flux importants peut être interprétée comme l'arrivée de masses d'eaux différentes : des eaux matricielles circulant lentement à travers la ZNS et des eaux déstockées par effet piston, circulant plus rapidement et étant plus minéralisée.

Cette première expérience démontre l'intérêt d'aller plus loin dans l'étude des eaux de percolation dans le but de parvenir à caractériser finement les différentes masses d'eaux circulant au sein de la ZNS. Cependant, ce site n'est probablement pas l'endroit le plus stratégique : en se plaçant directement sous des fractures et en

faisant un suivi haute fréquence (par ex : journalier) il serait peut-être possible d'échantillonner des eaux directement représentatives de l'une ou l'autre des masses d'eaux circulant à travers la ZNS afin de quantifier leurs caractéristiques (dynamique, volume, chimie). La première expérience décrite ici a été réalisée à la fin de la période de recharge (Juin/Juillet). Cette période n'est peut-être pas la plus pertinente : en se plaçant plutôt tout au début de la période de recharge, les chances de pouvoir échantillonner les eaux circulant rapidement à travers la fracturation seraient maximisées. L'idéal serait de pouvoir suivre un cycle hydrologique dans son ensemble afin de pouvoir récolter les différentes masses d'eaux circulant avec des vitesses différentes. Des études géophysiques complémentaires pourraient également apporter des informations sur ces différentes masses d'eau. Il s'agirait d'une part de faire des mesures à partir du toit de la cavité et/ou entre le toit et la surface, d'autre part de répéter les mesures en surface sous différentes conditions hydriques afin d'imager la recharge/vidange des différentes porosités.

En conclusion, l'approche mise en œuvre dans cette thèse a démontré le contrôle important exercé par la ZNS et les formations superficielles sur l'hydrodynamique et la géochimie des eaux souterraines de la craie à différentes échelles spatiales et temporelles. Cette approche pourrait s'avérer pertinente pour l'étude d'autres sites en domaine crayeux ou plus largement dans les aquifères carbonatés présentant des porosités contrastées.

Références bibliographique

Adams, C.D., Thurman, E.M., 1991. Formation and Transport of Deethylatrazine in the Soil and Vadose Zone. *J. Environ. Qual.* 20, 540–547.

Allen, R., G., Periera, L., S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage 56, FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome. (http ://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.htm#Contents).

Andrews, R.J., Lloyd, J.W., Lerner, D.N., 1997. Modelling of nitrate leaching from arable land into unsaturated soil and chalk 2. Model confirmation and application to agricultural and sewage sludge management. *J. Hydrol.* 200, 198–221.

Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans.*, AIME, 146, 54-67.

Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Universite Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Bakalowicz, M., 1992. Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche objectives du rôle du climat dans la karstogénèse. In : Karst et evolution climatique. Hommage à Jean-Nicod. Talence, Presses Universitaires de Bordeaux. p 61-74.

Baker, A., Brunsdon, C., 2003. Non-linearities in drip water hydrology: an example from Stump Cross Caverns, Yorkshire. *J. Hydrol.* 277, 151–163.

Ballif, J.-L., 1992. Les eaux d'un bassin versant agricole en Champagne crayeuse (1971-1990). Variations du niveau piézométrique et de la teneur en azote minéral dans les zones non saturée et saturée. *Sci. Sol* 30, 1–14.

Baran, N., Lepiller, M., Mouvet, C., 2008. Agricultural diffuse pollution in a chalk aquifer (Trois Fontaines, France): Influence of pesticide properties and hydrodynamic constraints. *J. Hydrol.* 358, 56–69.

Barker, J.A., Foster, S.S.D., 1981. A diffusion exchange model for solute movement in fissured porous rock. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 14, 17–24.

Barraclough, D., Gardner, C.M.K., Wellings, S.R., Cooper, J.D., 1994. A tracer investigation into the importance of fissure flow in the unsaturated zone of the British Upper Chalk. *J. Hydrol.* 156, 459–469.

Ben Othman, D., Luck, J.-M., Tournoud, M.-G., 1997. Geochemistry and water dynamics: application to short time-scale flood phenomena in a small

Mediterranean catchment: I. Alkalis, alkali-earths and Sr isotopes. *Chem. Geol.* 140, 9–28.

Birk, S., Liedl, R., Sauter, M., 2004. Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *J. Hydrol.* 286, 179–193.

Bolan, N.S., Adriano, D.C., Curtin, D., 2003. Soil acidification and liming interactions with nutrientand heavy metal transformationand bioavailability, in: *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 215–272.

Boy-Roura, M., Nolan, B.T., Menció, A., Mas-Pla, J., 2013. Regression model for aquifer vulnerability assessment of nitrate pollution in the Osona region (NE Spain). J. Hydrol. 505, 150–162.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C., 1994. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*, 197-9.

BRGM, 1967a. Carte géologique de Creil au 1/50000ème, BRGM, Orléans.

BRGM, 1967b. Carte géologique de Rouen au 1/50000ème, BRGM, Orléans.

BRGM, 1969. Carte hydrogéologique de Beauvais au 1/50000ème, BRGM, Orléans.

BRGM, 1974. Carte géologique de Beauvais au 1/50000ème, BRGM, Orléans.

BRGM, 1981. Carte géologique de Beaumont-le-Roger au 1/50000ème, BRGM, Orléans.

BRGM, 1996. Carte géologique de Beaulieu au 1/50000ème, BRGM, Orléans.

BRGM, 2012. Atlas hydrogéologique de l'Oise Phase 3 Notice B_22328. BRGM, Orléans.

BRGM, 2014. source : http://infoterre.brgm.fr

Briand, 2014. Approche multi-traceurs pour la détermination de l'origine des nitrates dans les eaux souterraines : exemple d'une source karstique dans les Landes. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Brouyère, S., 2001. Etude et modélisation du transport et du piégeage des solutés en milieu souterrain variablement saturé. Université de Liège. Belgique.

Brouyère, S., 2006. Modelling the migration of contaminants through variably saturated dual-porosity, dual-permeability chalk. *J. Contam. Hydrol.* 82, 195–219. doi:10.1016/j.jconhyd.2005.10.004

Brouyère, S., Carabin, G., Dassargues, A., 2004a. Climate change impacts on groundwater resources: modelled deficits in a chalky aquifer, Geer basin, Belgium. *Hydrogeol. J.* 12, 123–134.

Brouyère, S., Dassargues, A., Hallet, V., 2004b. Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: a field investigation. *J. Contam. Hydrol.* 72,

Bundschuh, J., 1993. Modeling annual variations of spring and groundwater temperatures associated with shallow aquifer systems. *J. Hydrol.* 142, 427–444.

Calba, F., 1980. Hydrogéologie du karst crayeux du pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, France. 189 pp.

Calba, F., Charrière, G., Conrad, G., Lefebvre, D., Rodet, J., 1979. Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du Pays de Caux. *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Museum du Havre*, 66(4): 45-68.

Calver, A., 1997. Recharge response functions. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1, 47–53.

Carrera, J., Sanchez-Vila, X., Benet, I., Medina, A., Galarza, G., Guimera, J., 1998. On matrix diffusion: formulations, solution methods and qualitative methods. *Hydrogeol. J.* 6, 178–190.

Castany, G., 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Bordas.

CEE, 1982. Groundwater resources of the European Community, coordinateur J. J. Fried. Schâfer, Hannover, Germany.

Chabart M., Pinson S., Bernon N., Herniot P., Legendre S., Pierre A., Viossangeq M., Ruppert N., 2012. Atlas du potentiel très basse énergie des aquifères de la région Champagne-Ardenne -Rapport final- BRGM/RP-60024-FR, 120p.

Chambre d'Agriculture de Picardie, 2014. source : http://www.chambres-agriculture-picardie.fr/environnement/directive-nitrates.html

Chouteau M., Giroux B., 2008. Méthodes électromagnétiques. Géophysique appliquée II, 7.449, Notes de cours (http://geo.polymtl.ca/), École Polytechnique de Montréal.

Conrad, G., Jouzel, J., Merlivat, L., Puyoo, S., 1978. La nappe de la craie en Haute-Normandie (France) et ses relations avec les eaux superficielles. Apport des techniques isotopiques. *Isotope Hydrology,* Vol I.(International atomic agency. Vienna, 1979.).

Cooper, J.D., Gardner, C.M.K., MacKensie, N., 1990. Soil water controls on recharge to aquifers. *J. Soil Sci.* 41, 613–630.

Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Comput. Geosci., Geological Applications of Digital Imaging* 27, 1019–1029.

Darwish, T., Atallah, T., Francis, R., Saab, C., Jomaa, I., Shaaban, A., Sakka, H., Zdruli, P., 2011. Observations on soil and groundwater contamination with nitrate: A case study from Lebanon-East Mediterranean. *Agric. Water Manag.* 99, 74–84.

Delbart, C., 2013. Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger. Suivis hydrodynamiques et géochimiques multi-fréquences – Traitement du signal des réponses physiques et géochimique. Thèse de doctorat. Université Paris-Sud, Orsay, France. 232 pp.

Delbart, C., Valdes, D., Barbecot, F., Tognelli, A., Richon, P., Couchoux, L., 2014. Temporal variability of karst aquifer response time established by the sliding-windows cross-correlation method. *J. Hydrol.* 511, 580–588.

Descostes, M., Pili, E., Felix, O., Frasca, B., Radwan, J., Juery, A., 2012. Diffusive parameters of tritiated water and uranium in chalk. *J. Hydrol.* 452–453, 40–50.

Dever, L., Durand, R., Fontes, J.C., Vachier, P., 1982. Geochimie et teneurs isotopiques des systèmes saisonniers de dissolution de la calcite dans un sol sur craie. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1947–1956.

Dreybrodt, W., 1996. Principles of Early Development of Karst Conduits Under Natural and Man-Made Conditions Revealed by Mathematical Analysis of Numerical Models. *Water Resour. Res.* 32, 2923–2935.

Dubois, A., Lacouture, L., 2011. Bilan de présence des micropolluants dans les milieux aquatiques continentaux. Période 2007-2009.

Dussart, L., 2003. Transport de particules en suspension et bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique Haut-Normand. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, France. 235 pp.

Edmunds, W.M., Cook, J.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Miles, D.L., Bath, A.H., Morgan-Jones, M., Andrews, J.N., 1987. Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer, Berkshire, U.K.: a basis for groundwater quality management. *Appl. Geochem.* 2, 251–274.

Edmunds, W.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Dever, L., Vachier, P., 1993. Chalk groundwater in England and France: hydrogeochemistry and water quality (Research Rpt SD/92/2), British Geological Survey. Keyworth. United Kingdom.

Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Király, L., Yvan Rossier, 1997. Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *J. Hydrol.* 202, 244–262.

El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493.

Fabricius, I.L., 2007. Chalk: composition, diagenesis and physical properties. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. 55, pp. 97 128. © 2007 by Geological Society of Denmark. ISSN 0011–6297.

Feeny, V., 1993. Comportement d'un aquifère crayeux karstifié. Incidences des eaux d'origine agricole (surfaces cultivées) sur la ressource en eau du département de l'Eure. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, France. 213 pp.

Foster, S.S.D., 1975. The Chalk groundwater tritium anomaly — A possible explanation. *J. Hydrol.* 25, 159–165.

Foucault, A., Raoult, J.-F., 2005. Dictionnaire de Géologie. « UniverSciences », Dunod, Paris, 6e édition (1e édition 1980), 382 pages.

Frischknecht, F.C., Labson, V.F., Spies, B.R., Anderson, W.L., 1991. Profiling methods using small sources. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications*, chapter 3, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 105-270.

Fritier, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., Deloffre, J., 2012. Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *Comptes Rendus Geosci.* 344, 396–405.

Genty, D., Deflandre, G., 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Père Noël cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *J. Hydrol.* 211, 208–232.

Gilli, E., Mangan, Ch., Mudry, J., 2008. Hydrogéologie - Edition Dunod (3ème édition), 352 pp.

Gombert, P., Cherkaoui, A., 2013. Rôle de l'eau dans la stabilité des carrières souterraines abandonnées et partiellement ou temporairement ennoyées et impact attendu du changement climatique, *Tunnels et espace souterrain,* 240, 468-483.

Gooddy, D.C., Darling, W.G., Abesser, C., Lapworth, D.J., 2006. Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF6) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment. *J. Hydrol.* 330, 44–52.

Gouillon, G., Duchêne, C., 2013. Localisation de cavités souterraines avec le système UGPS. Applications au cas des crayères de la Marne et à une ancienne mine polymétallique. Presented at the Journées Scientifiques AGAP-Qualité 2013, Nancy.

Guérin, R., Meheni, Y., Rakotondrasoa, G., Tabbagh, A., 1996. Interpretation of slingram conductivity mapping in near-surface geophysics: using a single parameter fitting with 1D model. *Geophysical Prospecting*, 44 (2), 233-249.

Hanin, G., 2010. Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. Université de Rouen.

Haria, A.H., Hodnett, M.G., Johnson, A.C., 2003. Mechanisms of groundwater recharge and pesticide penetration to a chalk aquifer in southern England. *J. Hydrol.* 275, 122–137.

Hauchard, E., Laignel, B., Delahaye, D., 2002. Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale. *Comptes Rendus Geosci.* 334, 295–302.

Hodnet, M.G., Bell, J.P., 1990. Processes of water movement through a chalk coombe deposit in Southeast England. *Hydrol. Process.* 4, 361–372.

Holman, I.P., Rivas-Casado, M., Bloomfield, J.P., Gurdak, J.J., 2011. Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeol. J.* 19, 1269–1278.

Mühlherr, I. H., Hiscock, K.M., Dennis, P.F., Feast, N.A., 1998. Changes in groundwater chemistry due to rising groundwater levels in the London Basin between 1963 and 1994. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 130, 47–62.

Ireson, A.M., Wheater, H.S., Butler, A.P., Mathias, S.A., Finch, J., Cooper, J.D., 2006. Hydrological processes in the Chalk unsaturated zone – Insights from an intensive field monitoring programme. *J. Hydrol.* 330, 29–43.

Ireson, A.M., Mathias, S.A., Wheater, H.S., Butler, A.P., Finch, J., 2009. A model for flow in the chalk unsaturated zone incorporating progressive weathering. *J. Hydrol.* 365, 244–260.

Ireson, A.M., Butler, A.P., 2011. Controls on preferential recharge to Chalk aquifers. *J. Hydrol.* 398, 109–123.

Jackson, B.M., Wheater, H.S., Wade, A.J., Butterfield, D., Mathias, S.A., Ireson, A.M., Butler, A.P., McIntyre, N.R., Whitehead, P.G., 2007. Catchment-scale modelling of flow and nutrient transport in the Chalk unsaturated zone. *Ecol. Model.* 209, 41–52.

Jackson, B.M., Browne, C.A., Butler, A.P., Peach, D., Wade, A.J., Wheater, H.S., 2008. Nitrate transport in Chalk catchments: monitoring, modelling and policy implications. *Environ. Sci. Policy* 11, 125–135.

Jackson, C.R., Meister, R., Prudhomme, C., 2011. Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. *J. Hydrol.* 399, 12–28.

Jardani, A., Dupont, J.P., Revil, A., 2006. Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes. *J. Geophys. Res.* 111, B09204.

Keim, D.M., West, L.J., Odling, N.E., 2012. Convergent Flow in Unsaturated Fractured Chalk. *Vadose Zone J.* 11(4).

Klinck, B.A., Hopson, P.M., Lewis, M.A., Macdonald, D.M.J., Inglethorpe, S.D.J., Entwisle, D.C., Harrington, J.F., Williams, L. 1998. The hydrogeological behavior of the clay-with-flints of southern England. British Geological Survey Technical Report WE/97/5.

Kloppmann, W., Dever, L., Edmunds, W.M., 1994. Isotopic and geochemical investigations of chalk groundwater of the champagne region, France. *Z. Dt. Geol. Ges.* 145, 143–152.

Kloppmann, W., Dever, L., Edmunds, W.M., 1996. Zones d'oxydo-réduction dans l'aquifère de la Craie des bassins de Paris et de l'Allemagne du nord. *Hydrol. Sci. J.* 41, 311–326.

Kloppmann, W., Dever, L., Edmunds, W.M., 1998. Residence time of Chalk groundwaters in the Paris Basin and the North German Basin: a geochemical approach. *Appl. Geochem.* 13, 593–606.

Laignel, B., 1997. Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris: caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Edit. BRGM, Orléans, 264, 219 pp.

Laignel, B., 2003. Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. (HDR). Université de Rouen, Rouen, France.

Laignel, B., Meyer, R., 2000. La désilicification des silex des formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 171, 569–576.

Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., 2002. Classification and origin of the clay with-flints of the western Paris basin (France). *Z.F. Geomorphologie*, 46(1): 69-91.

Langmuir, D., 1997. Aqueous environmental geochemistry. Prentice-Hall Inc., 602 p.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J. Hydrol.* 205, 217–231.

Lautridou, J.-P., 1985. Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de doctorat, Université de Caen, Caen, France. 908 pp.

Lebart, L., Piron, M., Morineau, A., 2006. Statistique exploratoire multidimensionnelle visualisation et inférence en fouilles de données. 4ème édition. Dunod, Paris.

Lebreton, 2013. Les transferts de pesticides dans la zone non saturée. Rapport de stage de M1. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. 42 p.

Lee, L.J.E., Lawrence, D.S.L., Price, M., 2006. Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *J. Hydrol.* 330, 604–620.

Lizee, M., Metois, A., 2011. Caractérisation géotechnique et géophysique de la craie de la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Noeud. Mémoire de Master. Institut Polytechnique Lasalle Beauvais, Beauvais, France. 83 p.

MacDonald, A.M., Brewerton, L.J., Allen, D.J., 1998. Evidence for rapid groundwater flow and karst-type behaviour in the Chalk of southern England. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 130, 95–106.

Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat d'état, Université de Dijon.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. Hydrol.* 67, 25–43.

Marescot, L., 2006. Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bull. Société Vaudoise Sci. Nat.* 90, 23–40.

Martin, P., Joannon, A., Piskiewicz, N., 2010. Temporal variability of surface runoff due to cropping systems in cultivated catchment areas: Use of the DIAR model for the assessment of environmental public policies in the Pays de Caux (France). *J. Environ. Manage.* 91, 869–878.

Massei, N., 2001. Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, 189 pp.

Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J., Valdés, D., Laignel, B., 2007. Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112, 1 – 10.

Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., Durand, A., 2010. Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008. *Int. J. Climatol.* 30, 2146–2154.

Mathias, S.A., Butler, A.P., McIntyre, N., Wheater, H.S., 2005. The significance of flow in the matrix of the Chalk unsaturated zone. *J. Hydrol.* 310, 62–77.

Mathias, S.A., Butler, A.P., Jackson, B.M., Wheater, H.S., 2006. Transient simulations of flow and transport in the Chalk unsaturated zone. *J. Hydrol.* 330, 10–28.

Maurice, L.D., Atkinson, T.C., Barker, J.A., Bloomfield, J.P., Farrant, A.R., Williams, A.T., 2006. Karstic behaviour of groundwater in the English Chalk. *J. Hydrol.*, 330, 63–70.

McDonald, J., Drysdale, R., Hill, D., Chisari, R., Wong, H., 2007. The hydrochemical response of cave drip waters to sub-annual and inter-annual climate variability, Wombeyan Caves, SE Australia. *Chem. Geol.* 244, 605–623.

McDowell, P.W., Coulton, J., Edmonds, C.N., Poulsom, A.J., 2008. The nature, formation and engineering significance of sinkholes related to dissolution of chalk in SE Hampshire, England. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 41, 279 –290.

McNeill, 1980a. Electrical conductivity of soil and rocks technical note TN5. Geonics limited.

McNeill, 1980b. electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers technical note TN6. Geonics limited.

Megnien C., 1978. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université Paris VI, Paris, France.

Monteith, J., 1965. Evaporation and environment, In : The state and movement of water in living organisms. *XIXth Symposia of the Soc. for Exp. Biol.* Cambridge University Press. p 205–234.

Montenat, C., Date inconnue. Terrains, terroirs et territoire. Patrimoines et visages du Beauvaisis. *Bulletin G.E.M.O.B.,* n° 144-145. http://www.saga-geol.asso.fr/Geologie_page_conf_Beauvaisis.html

Morell, I., Giménez, E., Esteller, M.V., 1996. Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellon Plain (Spain). *Sci. Total Environ.* 177, 161–171.

Motelay-Massei, A., Ollivon, D., Garban, B., Chevreuil, M., 2003. Polycyclic aromatic hydrocarbons in bulk deposition at a suburban site: assessment by principal component analysis of the influence of meteorological parameters. *Atmos. Environ.* 37, 3135–3146.

Nebbache, S., 1999. Communautés et contamination bactérienne associées à la turbidité des eaux d'un aquifère karstifié en domaine rural. Approche préliminaire dans la bioremédiation des nitrates. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, 148 pp.

Négrel, P., Pauwels, H., 2004. Interaction between Different Groundwaters in Brittany Catchments (France): Characterizing Multiple Sources through Strontium- and Sulphur Isotope Tracing. *Water. Air. Soil Pollut.* 151, 261–285.

Nguyen, H.D., 2009. Influence des intéractions eau-roche sur le comportement à long terme de cavités souterraines dans la craie. Thèse de doctorat, Ecole des Ponts - ParisTech, Paris. 211 pp.

Oakes, D.B., 1977. The movement of water and solutes through the unsaturated zone of the Chalk in the United Kingdom. *Presented at 3rd Int. Hydrol. Symp.,* Fort Collins, Colo., Feb. 1977, p. 12

Oakes, D.B., Young, C.P., Foster, S.S.D., 1981. The effects of farming practices on groundwater quality in the United Kingdom. *The Science of The Total Environment* 21, 17-30.

Orban, P., Brouyère, S., Batlle-Aguilar, J., Couturier, J., Goderniaux, P., Leroy, M., Maloszewski, P., Dassargues, A., 2010. Regional transport modelling for nitrate trend assessment and forecasting in a chalk aquifer. *J. Contam. Hydrol.* 118, 79–93.

Otero, N., Soler, A., Canals, À., 2004. Fertilizer Characterization: Isotopic Data (N, S, O, C, and Sr). *Environ. Sci. Technol.* 38, 3254–3262.

Panagopoulos, G., Lambrakis, N., 2006. The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *J. Hydrol.* 329, 368–376.

Pasquarell, G.C., Boyer, D.G., 1996. Herbicides in Karst Groundwater in Southeast West Virginia. *J. Environ. Qual.* 25, 755–765.

Perineau, A., Danquigny, C., Emblanch, C., Pozzo di Borgo, E., Boyer, D., Poupeney, J., 2011. Hydrodynamic organisation of the flows in the unsaturated zone of the Fontaine de Vaucluse karst system. First results. *EDP Sciences*, p. 01001.

Pitman, J.I., 1978. Carbonate chemistry of groundwater from chalk, Givendale, East Yorkshire. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1885–1897.

Price, M., Downing, R.A., Edmunds, W.M., 1993. The Chalk as an aquifer, in: *The Hydrogeology of the Chalk of North-West Europe*. Oxford, pp. 35–58.

Price, M., Low, R.., McCann, C., 2000. Mechanisms of water storage and flow in the unsaturated zone of the Chalk aquifer. *J. Hydrol.* 233, 54–71.

Primault, B., 1962. Du calcul de l'évapotranspiration. *Arch. Met. Geoph. Biocl. Series* B 12, 124–150.

Reisenhofer, E., Adami, G., Barbieri, P., 1998. Using chemical and physical parameters to define the quality of karstic freshwaters (Timavo River, North-Eastern Italy): A chemometric approach. *Water Res.* 32, 1193–1203.

Rico, G., 1989. Hydrogéologie de la craie : le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine Maritime). *Actes du Museum de Rouen*, 3, 29-153.

Rico, G., 1990a. Hydrogéologie de la craie : le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine Maritime). *Actes du Museum de Rouen*, 1, 1-169.

Rico, G., 1990b. Hydrogéologie de la craie : le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine Maritime). Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen. 271 p.

Ritaly, C., 2013. Une mesure physico-chimique en un point dans les eaux souterraines est-elle vraiment représentative du milieu étudié ? Application à la mesure des paramètres physico-chimiques des lacs souterrains de l'ancienne carrière de craie de Saint-Martin-le-Nœud. Rapport de stage de M1, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 31 p.

Robinson, D.A., Woodun, J.K., 2008. An experimental study of crust development on chalk downland soils and their impact on runoff and erosion. *Eur. J. Soil Sci.* 59, 784–798.

Rodet, J., 1997. Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. *Ann.-Soc. Geol.* NORD 5, 351–360.

Roques, H., 1964. Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. *Sc. phys. Toulouse.* 1964. No 228.

Roques, H., Ek, C., 1973. Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO_2. *Ann. Speleol.* 28, 549–563.

Roux, J.C., 1978. Les écoulements de type karstique dans la craie de Normandie, in: *Colloque Régional: Hydrogéologie de La Craie Du Bassin de Paris*. Documents Du BRGM. pp. 513–522.

Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.-P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennal scale. *Hydrogeol. J.* 17, 1823–1832.

Smith, D.B., Wearn, P.L., Richards, H.J., Rowe, P.C., 1970. Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 73–87.

Stuart, M.E., Smedley, P.L., 2009. Baseline groundwater chemistry : the Chalk aquifer of Hampshire [WWW Document]. URL http://nora.nerc.ac.uk/8385/ (accessed 9.4.12).

Stuart, M.E., Chilton, P.J., Butcher, A.S., 2008. Nitrate fluctuations in groundwater: review of potential mechanisms and application to case studies. *British Geological Survey Open Report*, OR/08/046. 57pp.

Thornthwaite, C.W., 1948. Thornthwaite An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, pp. 55–94

Thulard, M., 2014. Processus de transferts dans la zone non saturée de la craie, variations temporelles de la qualité des eaux souterraines de la craie de la carrière de Saint-Martin-Le-Nœud. Rapport de stage de M1, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 46p.

Turc, L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mise à jour. *Ann. Agron.* 12, 13–49.

Valdés, D., 2005. Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Département de l'Eure, France). Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen. 287 p.

Valdés, D., Dupont, J.-P., Massei, N., Laignel, B., Rodet, J., 2005. Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solids' transport. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1365–1374.

Valdés, D., Dupont, J.-P., Massei, N., Laignel, B., Rodet, J., 2006. Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T–ΔC curves. *J. Hydrol.* 329, 432–443.

Valdés, D., Dupont, J.-P., Laignel, B., Ogier, S., Leboulanger, T., Mahler, B.J., 2007. A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale. *J. Hydrol.* 340, 244–255.

Valdés, D., Dupont, J.-P., Laignel, B., Slimani, S., Delbart, C., 2014. Infiltration processes in karstic chalk investigated through a spatial analysis of the geochemical properties of the groundwater: The effect of the superficial layer of clay-with-flints. *J. Hydrol.* 519, Part A, 23–33.

Van den Daele, G.F.A., Barker, J.A., Connell, L.D., Atkinson, T.C., Darling, W.G., Cooper, J.D., 2007. Unsaturated flow and solute transport through the Chalk: Tracer test and dual permeability modelling. *J. Hydrol.* 342, 157–172.

Wang, Y., Ma, T., Luo, Z., 2001. Geostatistical and geochemical analysis of surface water leakage into groundwater on a regional scale: a case study in the Liulin karst system, northwestern China. *J. Hydrol.* 246, 223–234.

Watelet, J.-M., Jeannin, P.-Y., 2004. Retour d'expérience sur l'utilisation d'une balise de positionnement Fond-Jour. Un outil de reconnaissance pour les inspections des cavités. <http://www.isska.ch/pdf/ugps_0610.pdf>.

Waxman, M.H., Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, *Soc. Pet. Eng. J.*, 8, 107-122.

Wellings, S.R., 1984. Recharge of the Upper Chalk aquifer at a site in Hampshire, England: 1. Water balance and unsaturated flow. *J. Hydrol.* 69, 259–273.

Young, C.P., Oakes, D.B., Wilkinson, W.B., 1976. Prediction of future nitrate concentrations in ground water. *Groundwater*, 14 (6), 426–438.

Annexes

Annexe 1 : Spatial heterogeneity of high-resolution Chalk groundwater geochemistry – Underground quarry at Saint Martin-le-Nœud, France.

Annexe 2 : Les différents types d'argiles à silex.

Annexe 3 : Quantités d'azote utilisées pour les principales cultures céréalières en Picardie.

Annexe 4 : Carte de la répartition spatiale de l'épaisseur des argiles à silex dans l'Ouest du Bassin de Paris.

Annexe 5 : Concentrations en ions majeurs et en Atrazine (mg L^{-1}) des qualitomètres présents à l'échelle régionale.

Annexe 6 : Chroniques de pluies brutes, d'ETP et de Peff pour les stations météorologiques de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos.

Annexe 7 : Paramètres extraits des intercorrélogrammes des chroniques annuelles Peff/piézométrie à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons.

Annexe 8 : Paramètres extraits des intercorrélogrammes des chroniques interannuelles Peff/piézométrie de 22 piézomètres présents à l'échelle régionale.

Annexe 9 : Summary of major ions concentrations ranges of 15 campaigns between January 2011 and July 2013, for each group of lakes and statistics for all groups.

Annexe 10 : Concentrations en ions majeurs et paramètres physicochimiques des eaux des lacs souterrains prélevées le 18 Juillet 2013, épaisseur de ZNS et conductivité apparente de la subsurface.

Annexe 11 : Concentrations en ions majeurs des eaux de percolation prélevées le 18 Juillet 2013, épaisseur de ZNS et conductivité apparente de la subsurface.

Annexe 1

Annexe 1 : Spatial heterogeneity of high-resolution Chalk groundwater geochemistry – Underground quarry at Saint Martin-le-Nœud, France.

Annexe 1

Journal of Hydrology 519 (2014) 756–768

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Spatial heterogeneity of high-resolution Chalk groundwater geochemistry – Underground quarry at Saint Martin-le-Noeud, France

S. Barhoum [a,b,c,*], D. Valdès [a,b,c], R. Guérin [a,b,c], C. Marlin [d], Q. Vitale [a,b,c], J. Benmamar [a,b,c], P. Gombert [e]

[a] Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7619, METIS, F-75005 Paris, France
[b] CNRS, UMR 7619, METIS, F-75005 Paris, France
[c] EPHE, UMR 7619, METIS, F-75005 Paris, France
[d] Université Paris 11 – IDES, Université Paris-Sud, Bât 504, 91405 Orsay, France
[e] Institut National de l'Environnement industriel et des Risques (INERIS), 60550 Verneuil-en-Halatte, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 February 2014
Received in revised form 17 July 2014
Accepted 1 August 2014
Available online 10 August 2014
This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Barbara Mahler, Associate Editor

Keywords:
Geochemistry
Spatial heterogeneity
Chalk groundwater
Unsaturated zone
Superficial layers
Clay-with-flints

SUMMARY

Chalk groundwater is an important aquifer resource in France because it accounts for a production of 12 million $m^3\,y^{-1}$ with a large proportion reserved for drinking water. Processes occurring in the unsaturated zone (UZ) and the overlying superficial formations have a high impact on Chalk groundwater geochemistry and require better understanding. The study site is a former underground Chalk quarry located near Beauvais (France) that extends over 1200 m in length, at a depth ranging from 20 to 30 m. The water table intersects the cavity creating 15 underground "lake" that give access to the Chalk groundwater. Lakes geochemistry has been studied: water samples were collected in July 2013 and major ion concentrations were analyzed. UZ and clay-with-flints thickness above each lake were estimated qualitatively using an electromagnetic sensor (EM31) and Underground GPS. The results unexpectedly showed that groundwater quality varied widely in spatial terms for both allochthonous and autochthonous ions (e.g., HCO_3^- ranged from 2.03 to 4.43 meq L^{-1}, NO_3^- ranged from 0.21 to 1.33 meq L^{-1}). Principal component analysis indicated the impact of agricultural land use on water quality, with the intake of NO_3^- as well as SO_4^{2-}, Cl^- and Ca^{2+}. Chalk groundwater geochemistry is compared with the nature and structure of the UZ. We highlight correlations (1) between thick clay-with-flints layers and the ions Mg^{2+} and K^+, and (2) between UZ thickness and Na^+. In conclusion, this paper identifies various ion sources (agriculture, clay-with-flints and Chalk) and demonstrates different processes in the UZ: dissolution, ionic exchange and solute storage.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Chalk groundwater is a resource that presents numerous challenges. Chalk aquifers are very productive (12 million $m^3\,y^{-1}$) and generally provide very good water quality, supplying 70% of drinking water in Picardie and the major part of Paris basin production (Kloppmann et al., 1996; Furry, 1997). Water quality in the Belgium and England Chalk aquifers also are major issues for the same reasons (Edmunds et al., 1987; Brouyère et al., 2004). Chalk subsoil characteristics have promoted the development of intensive agriculture, associated with massive use of nitrogen fertilizer and pesticides. These practices have led to a degradation of groundwater quality in Chalky aquifers for the past several decades (e.g., Brouyère et al., 2004; Jackson et al., 2008).

The Chalk is a carbonate rock with triple porosity: matrix porosity and fracture porosity, which can evolve into karstic porosity (Megnien, 1978; Price et al., 1993; MacDonald et al., 1998). In the Paris Basin, Chalk is covered by superficial layers that are mainly composed of loess and clay-with-flints, whose thicknesses vary greatly from one region to another (Laignel, 2003). Two types of recharge can therefore take place. Most studies agree that the dominant recharge is through the matrix, with a velocity lower than 1 m y^{-1} (e.g., Smith et al., 1970; Wellings, 1984; Hodnet and Bell, 1990; Barraclough et al., 1994; Haria et al., 2003; Brouyère et al., 2004; Mathias et al., 2005; Ireson et al., 2009). Transport through the fractures, bypassing the matrix, is smaller in volume but much faster. Keim et al. (2012), studying UZ water in a tunnel providing access to dripping water, reported increasing velocities related to UZ flow focusing with depth. It is difficult to know how much each transport process contributes because this depends on many parameters, notably intrinsic parameters for each study site (thickness and type of soil, physical characteristics

* Corresponding author at: Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7619, METIS, F-75005 Paris, France. Tel.: +33 144275120.
E-mail address: sarah.barhoum@upmc.fr (S. Barhoum).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.001
0022-1694/© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

of the Chalk layer) and climatic conditions (Cooper et al., 1990; Price et al., 2000; Mathias et al., 2006; Ireson and Butler, 2011).

Several studies have shown that water and solute transport mechanisms through the unsaturated zone (UZ) are partly controlled by the soil as well as the type and thickness of the superficial layers, which act as a buffer that extends the drainage period and reduces the proportion of fracture flow (Cooper et al., 1990; Ireson et al., 2006; Ireson and Butler, 2011). However, the role of superficial formations, and clay-with-flints in particular, is not well known. Clay-with-flints layers are often laterally discontinuous and their interface with the Chalk is not flat (Laignel, 2003). Two conceptual models of water flow through those layers were reported in the literature. Some authors consider that clay-with-flints have a hydraulic conductivity lower than the Chalk and that, consequently, these clayey layers constitute a barrier or buffer zone which limits rapid transport of water and solute from the surface to the saturated zone (SZ). Hence, El Janyani et al. (2012) showed that the largest clay-with-flints thicknesses may reduce the annual variability of the borehole groundwater level. In this model, Chalk outcrops represent the most vulnerable zones for potential pollution. Other authors reported that clay-with-flints may have higher hydraulic conductivity than Chalk and that perched water tables may form at the clay/Chalk interface (Klinck et al., 1998). The thickest clay-with-flints layers reflect higher weathering of Chalk. Jardani et al. (2006) and Valdes et al. (2014) have shown that water flow may be concentrated in these zones: underlying crypto-sinkholes in the Chalk favor rapid vertical transport. In this model, the most vulnerable zones are those with the largest clay-with-flint thicknesses. Many authors have taken an interest in the transport of diffuse pollution and solute transport across the Chalk UZ. This transport depends on transport processes as well as the properties of each solute (e.g., Barraclough et al., 1994; Mathias et al., 2005; Brouyère, 2006; Baran et al., 2008; Orban et al., 2010; Descostes et al., 2012). The authors are in agreement with a slow transport velocity around 1 m y^{-1} (Ballif, 1992; Barraclough et al., 1994). Contaminants transported to the water table can be delayed by the matrix in the UZ (Brouyère et al., 2004). Nevertheless, few measurements have been used to validate velocity. Furthermore, if the Chalk outcrops, water and solutes from the surface can infiltrate through the fractures in the UZ and reach the water table very quickly, so there may also be a risk in rapid transport of contaminants (Brouyère et al., 2004; Keim et al., 2012).

Groundwater in the Chalk aquifer is characterized by a HCO_3–Ca composition. Most of the hydrogeochemical characteristics of Chalk groundwater are acquired at the soil–Chalk interface, in the UZ (Edmunds et al., 1993). Rainwater flowing through the soil concentrates CO_2 and the percolating solution becomes aggressive with respect to the calcite. The contact between water and Chalk results in the dissolution of calcite, quickly leading to water saturation with respect to calcite. These waters infiltrating through the superficial clay layers may be enriched in cations due to cationic exchange with clay minerals. Relatively few additional chemical reactions affecting water quality take place in the UZ (Edmunds et al., 1993). Water flowing through the soil also accumulates fertilizers such as nitrates in cultivated areas.

The most common way to understand the processes taking place in the UZ is to study the major ions. Therefore, most studies have been conducted on the chemical composition of the Chalk groundwater in the saturated zone (SZ) in the London Basin (Edmunds et al., 1987; Stuart and Smedley, 2009) and the Paris Basin (Kloppmann et al., 1998; Valdes et al., 2007).

Chalk water geochemistry varies over time and space (Edmunds et al., 1987; Valdes et al., 2007). The study of spatial variations can provide an understanding of the geochemical and recharge processes of Chalk groundwater.

The geochemical quality of Chalk groundwater is controlled by external and internal parameters playing an essential role for both water and solute transport, as well as geochemical processes. The spatial variations of groundwater major ions are mainly attributed to four factors:

(1) *Atmospheric input.* Na^+, Cl^- and SO_4^{2-} are the main ions that can be attributed to atmospheric input (Kloppmann et al., 1994).
(2) *Land use.* Agricultural land use is responsible for the supply of fertilizers such as NO_3^-. However, SO_4^{2-} and Cl^- can also originate in agricultural areas (Kloppmann et al., 1994; Négrel and Pauwels, 2004; Darwish et al., 2011; Boy-Roura et al., 2013).
(3) *Type and structure of superficial layers.* Cationic exchanges with clay minerals present in superficial layers may be responsible for the enrichment of waters in Mg^{2+} and K^+, derived from exchanges with Na^+ (Pitman, 1978; Stuart and Smedley, 2009).
(4) *Type and structure of the UZ.* The Chalk matrix contains around 90% calcite (with varying proportions of other minerals such as dolomite and clay). HCO_3^- and Ca^{2+} are autochthonous ions, derived from the dissolution of calcite mineral. The Mg^{2+} concentration can result from the dissolution of dolomite (Edmunds et al., 1987). Cationic exchanges may occur between groundwater and Chalk clays, involving notably Ca^{2+}/Mg^{2+}, Ca^{2+}/Na^+, and Na^+/K^+ (Pitman, 1978; Mühlherr et al., 1998; Stuart and Smedley, 2009). The Chalk structure controls flow velocity through the UZ and therefore controls the arrival of water with higher or lower ion concentrations depending on climatic conditions.

The processes studied depend on the spatial scale considered. Many studies have focused on a local scale with few measurement points (Dever et al., 1982; Van den Daele et al., 2007). The spatial heterogeneity of the processes is difficult to investigate in these conditions. Moreover, other research conducted at the catchment or regional scale did not allow understanding the UZ geochemical processes at a local scale (Valdes et al., 2007).

The aim of this study was to understand transport processes in the Chalk UZ, more precisely the role played by external parameters, such as land use and superficial layer type and structure, and internal parameters, such as UZ type and structure, on Chalk groundwater quality. The approach taken for this study was (1) to characterize the spatial heterogeneity of the type and structure of the UZ and superficial layers, (2) to study the spatial heterogeneity of groundwater geochemical quality, and finally, (3) to compare these parameters to understand the processes that control groundwater quality.

The results presented in this paper were acquired on the site of a former underground Chalk quarry. Across this site, different agricultural practices are applied (using contrasted quantities of agricultural inputs). Variable thicknesses of superficial layers and UZ are found. The Chalk water table intersects the low-lying areas of the cavity and mixes with water from the UZ (dripping) and lateral inflow from pillars and walls, forming underground lakes (Fig. 1). The groundwater can be accessed via the lakes with high spatial resolution at the scale of 1 km.

2. Study site

The study site is a former underground Chalk quarry 1200 m long and 150 m wide (20–30 m deep) in Saint-Martin-le-Nœud, south of Beauvais, France (Fig. 1). The soil surface above the cavity

Annexe 1

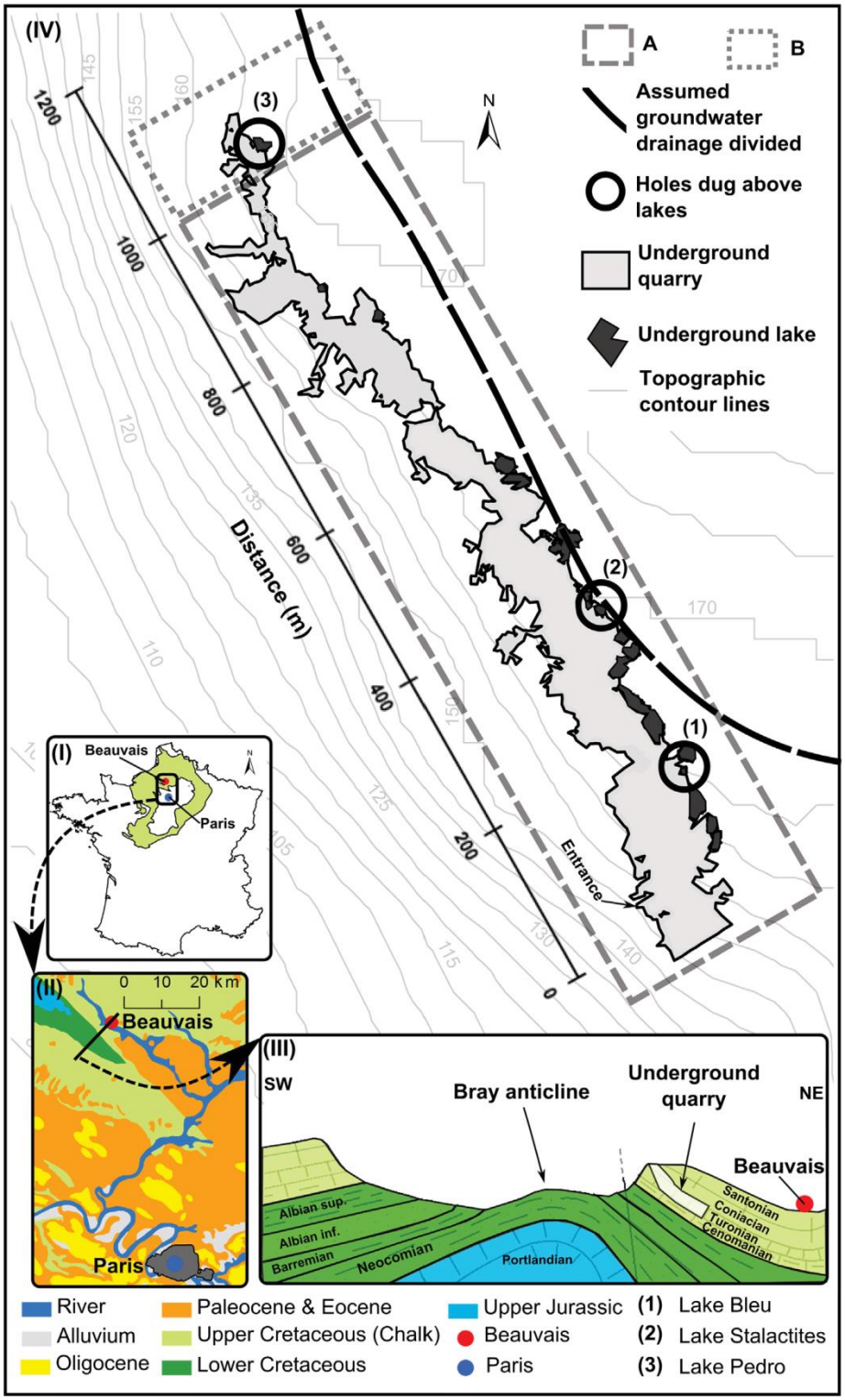


Fig. 1. Map of study site. French Chalk outcrop (I), sketch of local geological map (II), sketch of geological section with vertical scale exaggeration (III), map of the underground quarry of Saint Martin-le-Noeud superimposed on the topographic map, location of the 15 underground lakes (and particularly three of them: lake Bleu (1), Stalactites (2) and Pedro (3)) on the "Distance" axis along the cavity, onto which the lakes are projected (IV). A: lower use of fertilizers. B: higher use of fertilizers (defined below in Section 2.4).

is located on a ridge at an altitude of 165 m a.s.l., overlooking a valley at 80 m a.s.l. It is an experimental site belonging to INERIS (Institut National de l'Environnement industriel et des RISques) used for the study of interactions between groundwater and the mechanical strength of the Chalk (Gombert et al., 2013).

2.1. Climate

Climate data for the study site are recorded at the Beauvais-Tillé meteorological station managed by the French meteorological institute (MeteoFrance), located 6 km from the study site and at

a lower altitude of 76 m a.s.l. The mean annual temperature is 10.7 ± 2 °C, the mean annual total rainfall is 670 ± 100 mm y^{-1} and the mean effective rainfall is around 200 ± 100 mm y^{-1} (values from MeteoFrance for 1981–2010 period).

2.2. Geology

The cavity is located in the upper Cretaceous Chalk of the Paris Basin. The Chalk has a dip of about 12° NNE (BRGM, 1974). The cavity is dug in Turonian stage strata and overlain by the Coniacian and Santonian formations, the latter outcropping on the surface. The Chalk here contains different contents of clay minerals: from 0.3% to 4% in Santonian and Coniacian strata and from 4.9% to 9.1% in Turonian strata (Laignel, 2003). These clays are mainly composed of smectite, which may contain Na^+, K^+, and Mg^{2+} (Deconinck et al., 2005). The Chalk is generally covered by clay-with-flints and loess (both: 0–5 m, Cavelier et al., 1967). The superficial layer thickness above the cavity studied is described in Section 4. The total porosity measured on a sample of Chalk taken from a pillar in the interior of the cavity is 39.4%, which is high but consistent with previously reported values (ranging between 20% and 40%; Megnien, 1978), and the proportion of dolomite was estimated at 14.3% (Lafrance et al., submitted for publication).

2.3. Hydrogeology

The Chalk study site has a dual porosity (matrix and fracture) and no active karstification has been observed (rare karstic conduits are completely filled with clays). In the cave, *ca.* 15 underground lakes are aligned in low-lying areas, along a S–SE/N–NW axis. The axis corresponds to the major axis of quarrying (Figs. 1, 2 and Table 1). Lakes likely result from mixing between the Chalk water table, UZ water dripping, and lateral inflow from pillars and walls. Over some lakes, dripping occurs throughout the year (e.g. Lake Pedro, Lake Stalactites, Lake Jardin), whereas above other lakes, the ceiling remains dry for several months (e.g. Lake Piliers, Lake Bleu). Lake water levels correspond to the Chalk piezometric level given by the hydrogeological map of Beauvais (BRGM, 1969). Furthermore, the temporal variations of lake levels in the cavity are very similar to the variations of the Chalk water table recorded in Beauvais, the closest monitored borehole (data exported from the public website "Portail ADES" in July 2013; http://www.ades.eaufrance.fr/). Injected dye tracing was done in one lake to observe the water drainage direction, which corresponds to the direction of Chalk groundwater flow at this location (INERIS, 2010; BRGM, 1969). Considering these observations, lake water composition should be similar to that of the nearby water table at an equivalent depth. The axis of the groundwater drainage divide is assumed to be located below the ridge line (Figs. 1 and 2) which implies that the lakes are located at the top of a piezometric dome. The main direction of groundwater flow is assumed perpendicular to the axis of the dome, which limits horizontal flow exchange between lakes. Since the underground quarry is located at the top of a piezometric dome (Fig. 2), geochemical composition of the underground lakes is therefore mainly influenced by UZ inputs derived from a limited rainfall infiltration area.

Despite its importance, the study of UZ waters remains complicated because of the difficulties of the access and sample collection. Most studies have used lysimeters or ceramic cups (Dever et al., 1982; Van den Daele et al., 2007), or boreholes or piezometers (Edmunds et al., 1987; Johnson et al., 2001; Gooddy et al., 2007), and these field investigation technics are often limited to the first few meters of the UZ and may alter natural flow and geochemical processes. The study site presented here is of particular interest because it gives direct access to the top of the SZ, which is highly influenced by UZ waters due to the specific piezometric context.

Table 1
List of the 15 underground lakes. The distance is the position of each lake from the entrance projected onto an axis along the cavity (Fig. 1). Agricultural practices A and B are defined below (Section 2.4). Groups are different types of groundwater quality (defined below in Section 4.2).

Lake	Code	Distance (m)	Agricultural practice	Group
Casteret	cas	115	A	A1
Champignonnière	cha	148	A	A1
Bleu	ble	190	A	A1
Piliers	pil	234	A	A1
Jardin	jar	339	A	A1
Lithoclase	lit	358	A	A1
Murine	mur	375	A	A1
Nations	nat	406	A	A1
Tsar	tsa	433	A	A1
Stalactites	sta	447	A	A2
Liège	lie	505	A	A3
Lucarne	luc	600	A	A4
Voutes	vou	611	A	A4
Carrefour	car	919	A	A4
Pedro	ped	1108	B	B

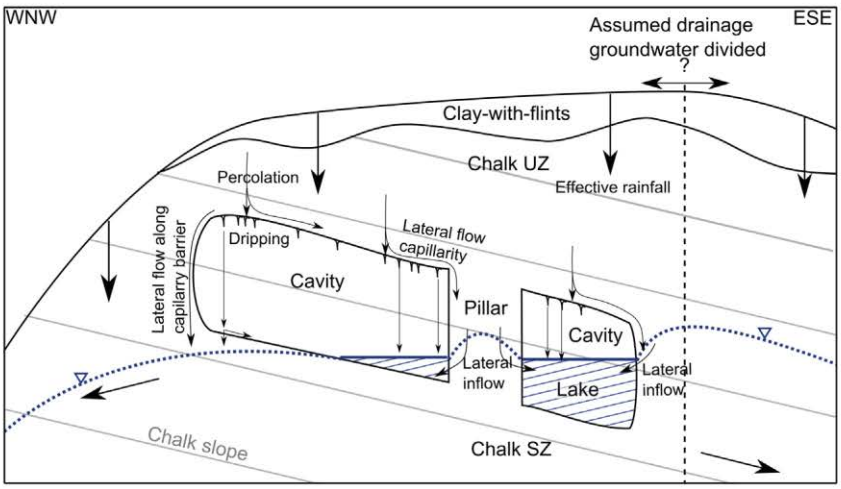


Fig. 2. Schematic section WSW/ENE of the cavity and conceptual model of flow processes. Arrows represent water flows in the UZ and in the cavity. The blue dashed line represents the piezometric level. The blue solid line represents lake surface. The sketch is not to scale, the cavity being represented bigger than real. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

2.4. Land use

Land use overlying the cavity consists of agricultural land farmed by four farmers for the cultivation of cereals (of rotation wheat, corn, barley). Two types of agricultural practices are present (Table 1). Type A (major part of the cavity): the farmers use relatively little fertilizer (between 0.012 and 0.02 kg m^{-2} y^{-1} nitrate or ammonium nitrate as appropriate, depending on the crop type). Type B (at the end of the cavity): the farmer uses somewhat more fertilizer (between 0.02 and 0.04 kg m^{-2} y^{-1} (Fig. 1).

3. Materials and methods

3.1. Chalk Groundwater

Fifteen sampling campaigns were conducted between October 2011 and July 2013. The temporal variability range of ion concentrations for each group of lakes (see Section 4.2) during this period is displayed in Appendix (supplementary material available online). Despite temporal variation observed along the study, spatial heterogeneity remained similar throughout the different campaigns. Concentration ranges are particularly contrasted for NO_3^-, Cl^-, Mg^{2+} and K^+ between the different spatial groups. In order to focus on this spatial heterogeneity, only the results of the most complete campaign (July 2013) are detailed in this paper.

Groundwater physicochemical parameters (temperature: ±0.1 °C; pH: ±0.01pH; conductivity: ±5 μS cm^{-1}; and dissolved oxygen content: ±0.5%) were measured with a multi-parameter probe (VWR 3430 SET K). Water samples from underground lakes were collected (Nalgene bottles). Aliquots dedicated to alkalinity measurements were analyzed at METIS laboratory within 24 h after collection using colorimetric titration (HACH). The results of replicate colorimetric titration measurements (n = 5) varied within ±5% of the average HCO_3^- concentration. Aliquots dedicated to anionic and cationic analysis were filtered at 0.45 μm (nylon filter) and cationic aliquots were acidified with HNO_3. Both types of aliquots were stored in a refrigerator at 8 °C until they were analyzed for chemical contents: major ion concentrations were measured using ion chromatography (Dionex ISC 3000). The detection limits for ion chromatography measurements is 0.01 mg L^{-1}. Blanks (MilliQ water) measurements were performed at the beginning and at the end of each serie of analysis, with ion concentrations below 0.1 mg L^{-1}. The calibration lines for each ion ($r^2 > 0.999$) were obtained by analysis of 13 calibration multi-anionic and multi-cationic solutions (0.1–0.2–0.5–1.0–2.0–5.0–10.0–20.0–40.0–60.0–80.0–100.0–120.0 mg L^{-1}). The results of replicate measurements (n = 10) varied within ±5% of the average concentration.

Percolation was only qualitatively observed during sampling campaigns. Three categories of percolation intensity throughout the year were defined (Table 2).

3.2. Unsaturated zone investigation

To determine the thickness and characteristics of the superficial layer, three holes were dug with an excavator (0.5–2.45 m deep; 2.45 m was the limit of the excavator) in November 2012 in the fields above three lakes: Lake Pedro, Lake Stalactites and Lake Bleu (Fig. 1).

To spatially estimate the thickness of the superficial layer above the quarry, an electromagnetic sensor (EM31) was used during a geophysical survey in September 2013. EM31 can provide the apparent electrical conductivity by integrating the response of the ground to an induced electromagnetic sensor in a nearby field. Clay-with-flints thickness is related to this conductivity because of the electrical properties of clay and water (clay-with-flints has a higher water content than Chalk; Bendjoudi et al., 2002; Gourry et al., 2003; Hinschberger et al., 2006).

To obtain UZ thickness, the Underground GPS (UGPS) system developed by INERIS and ISSKA was tested on the study site (Watelet and Jeannin, 2004; Gouillon and Duchêne, 2013). This system is made of two parts: a mobile electromagnetic transmitter and an automatically geo-located receiver, which must be positioned on the surface. The transmitter is positioned at the selected point of the cavity and the electromagnetic receiver must be positioned directly above the transmitter. An accurate location of the position in longitude and latitude of the underground point is obtained, together with a value of the difference in altitude between the two devices with an error ranging from 2% to 10% (Watelet and Jeannin, 2004; Gouillon and Duchêne, 2013).

4. Results

4.1. Superficial layers and UZ: type and thickness

The conductivity measured over the cavity ranged from *ca.* 20 to 85 mS m^{-1} (Fig. 3 and Table 2). The conductivity measurement integrates the subsurface electrical conductivity of the first 6 m of the ground. The most conductive zones are interpreted as the areas with the thickest clay-with-flints cover. The electrical conductivity measurements (Fig. 3) indicate that the clay-with-flints cover varies above the quarry. The western part of the cavity is characterized by low thickness of the superficial layers (red area), while in the east (blue area), the thicknesses are higher at the top of the plateau. Observations from the three holes dug above the cavity (Fig. 3) corroborate the conductivity results. In the three holes, we observed 0.25 m of soil at the surface. Below this, there are variable thicknesses of clay-with-flints from 0.05 m above Lake Pedro (hole 3 at NW) to more than 2.45 m (limit of the excavator) above Lake Stalactites (hole 2) and 2.00 m, as lenses, above Lake Bleu (hole 1). Contrary to the information given by the geological map (BRGM, 1974), loess was not observed.

The thickness of the UZ measured with UGPS varied from 19 to 31 m. It was highest in the south of the cavity and decreased to the north (Table 2). The Chalk layers above the cavity are, successively from surface to depth, Santonian, Coniacian and Turonian. The cavity and the lakes are in the Turonian layer. Therefore, the thicker the UZ layer, the greater the Turonian thickness above the lakes.

4.2. Spatial heterogeneity of Chalk groundwater geochemistry

Lake groundwater composition is typical of Chalk groundwaters in an agricultural context. They are saturated with calcite (Table 2). Ca^{2+} and HCO_3^- are the dominant ions, with relatively high concentrations of NO_3^-.

However, a substantial and spatially organized variability of groundwater geochemistry is shown in Fig. 4. Such variability is unexpected at this scale (distance less than 1 km). This change in contents is observed for all ions, either for ions from Chalk dissolution such as HCO_3^- (range from 2.03 to 4.43 meq L^{-1}, with an average of 3.36 ± 0.7 meq L^{-1}) or for ions from agricultural practices such as NO_3^- (range from 0.21 to 1.33 meq L^{-1}, with an average of 0.54 ± 0.29 meq L^{-1}). Lake Pedro is clearly distinguishable from other lakes due to its very high NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-} concentrations.

To better study the relationships between geochemical parameters and the spatial chemical change between the lakes, principal components analysis (PCA) was used with eight chemical variables (HCO_3^-, Ca^{2+} Mg^{2+}, Na^+, Cl^-, K^+, SO_4^{2-} and NO_3^-) and 14 contributing individuals (the lakes, except Lake Pedro, which had very different characteristics and was therefore considered a supplementary individual). Table 3 presents the correlation matrix of the variables,

Table 2
Major ion concentrations and physicochemical parameters of Chalk groundwater (July 2013), UZ thickness and subsurface conductivity. Dist. = distance, I.B. = ionic balance, T = temperature, Cond.^{W} = water electrical conductivity at 25 °C, S.I. = saturation index, Perco. = percolation intensity. * = null most of the year, rarely low; ** = medium to high, rarely null. zUZ = UZ thickness, Cond-EM31 = subsurface apparent electrical conductivity.

Lake	Code	Group	Dist.	HCO_3^- (meq L^{-1})	Ca^{2+} (meq L^{-1})	Mg^{2+} (meq L^{-1})	Na^+ (meq L^{-1})	Cl^- (meq L^{-1})	K^+ (meq L^{-1})	SO_4^{2-} (meq L^{-1})	NO_3^- (meq L^{-1})	I.B.	T (°C)	pH	Cond.^{W} (µS cm^{-1})	O2 (mg L^{-1})	Calcite S.I.	Perco.	zUZ m	Cond-EM31 (mS m^{-1})
Casterêt	cas	A1	115	3.41	4.45	0.12	0.48	0.40	0.03	0.12	0.36	0.08	9.9	7.32	473	11.18	−0.07	**	29.1	31.5
Champignonnière	cha	A1	148	3.61	4.59	0.11	0.50	0.35	0.03	0.13	0.36	0.08	10.2	7.42	480	10.67	0.07	**	29.5	36.1
Bleu	ble	A1	190	4.26	4.84	0.12	0.51	0.35	0.03	0.13	0.39	0.03	10.5	7.33	514	10.50	0.07	*	29.7	45.4
Piliers	pil	A1	234	3.28	3.74	0.13	0.46	0.32	0.03	0.13	0.34	0.03	10.5	7.35	510	10.34	−0.12	**	29.8	43.4
Jardin	jar	A1	339	4.43	5.73	0.14	0.51	0.38	0.04	0.15	0.49	0.08	10.6	7.18	592	10.46	0.00	**	29.5	57.0
Lithoclase	lit	A1	358	3.94	4.03	0.14	0.53	0.36	0.04	0.16	0.46	−0.02	10.7	7.23	593	9.65	−0.13	**	31.0	65.0
Murine	mur	A1	375	4.10	5.18	0.15	0.51	0.36	0.05	0.17	0.45	0.07	10.8	7.41	597	9.66	0.16	**	31.0	65.0
Nation	nat	A1	406	3.84	4.50	0.19	0.48	0.33	0.06	0.18	0.37	0.05	10.8	7.35	595	10.00	0.02	**	31.0	70.0
Tsar	tsa	A1	433	3.48	3.74	0.20	0.45	0.31	0.07	0.16	0.32	0.02	10.8	7.24	515	10.41	−0.20	**	31.0	71.5
Stalactites	sta	A2	447	2.92	2.93	0.33	0.47	0.30	0.22	0.15	0.21	0.05	10.8	7.33	405	10.89	−0.28	**	29.2	85.0
Liège	lie	A3	505	2.82	3.86	0.29	0.54	0.55	0.09	0.25	0.72	0.05	10.8	7.28	591	9.10	−0.24	**	29.2	80.0
Lucarne	luc	A4	600	2.56	4.37	0.22	0.34	0.74	0.01	0.20	0.83	0.06	10.8	7.39	469	11.01	−0.12	**	27.3	75.0
Voutes	vou	A4	611	3.31	4.92	0.25	0.30	0.65	0.01	0.16	0.81	0.05	10.9	7.09	552	10.11	−0.26	**	27.3	75.0
Carrefour	car	A4	919	2.43	3.80	0.10	0.27	0.59	0.01	0.22	0.71	0.03	11	7.24	424	11.53	−0.34	*	18.0	40.0
Pedro	ped	B	1108	2.03	4.73	0.12	0.27	1.10	0.00	0.31	1.33	0.04	11	7.73	522	11.32	0.15	**	21.6	44.0
Mean				3.36	4.36	0.17	0.44	0.47	0.05	0.17	0.54	0.05	10.67	7.33	522	10.46	−0.09			
Std. Dev.				0.70	0.70	0.07	0.10	0.22	0.05	0.05	0.29	0.03	0.30	0.14	64	0.68	0.16			
Min				2.03	2.93	0.10	0.27	0.30	0.00	0.12	0.21	−0.02	9.90	7.09	405	9.10	−0.34			
Max				4.43	5.73	0.33	0.54	1.10	0.22	0.31	1.33	0.08	11.00	7.73	597	11.53	0.16			

and Fig. 5 shows the factorial space with the variables and the individuals.

The structure of the factorial space is strong, with two factors explaining 75% of the total variance (F1 = 44% and F2 = 31%, Fig. 5a)). Factor F1 is strongly and positively weighted on the allochthonous ions (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}) and negatively weighted on Na^+ and more weakly on HCO_3^-. Factor F2 is positively weighted on Mg^{2+} and K^+ and negatively weighted on Ca^{2+}. Mg^{2+} and K^+ originated than a different source from NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-}. Moreover, contrary to what is common in the literature for a carbonate aquifer, HCO_3^- and Ca^{2+} are not very well correlated (r = 0.67, Table 3) and Na^+ and Cl^- are anticorrelated (r = −0.72, Table 3), indicating that they are controlled by different processes or originate from different sources. The structure of the individuals space clearly distinguishes five water-type groups: group A1 (nine lakes: Casterêt, Champignonnière, Bleu, Piliers, Jardin, Lithoclase, Murine, Nation and Tsar, from 0 to 433 m on the distance axis) is characterized by groundwater rich in Na^+ and poor in NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} and K^+. Group A2 (one lake: Stalactites, at 447 m) is very rich in Mg^{2+} and K^+. Group A3 (one lake: Liège at 505 m) is relatively rich in Mg^{2+},K^+, NO_3^-, SO_4^{2-} and Cl^-. Group A4 (three lakes: Lucarne, Voutes and Carrefour, from 600 to 1108 m) and group B (one lake: Pedro, at 1108 m) are clearly marked by high concentrations in NO_3^-, SO_4^{2-} and Cl^-.

5. Discussion

5.1. Source of ions

To better understand the geochemistry and highlight the source of major ions and the processes that affect their concentrations, different relationships between ions were established (Fig. 5 and Tables 2 and 3).

Cl^- and SO_4^{2-} both are highly correlated with NO_3^- (r = 0.95 and r = 0.70, respectively; Table 3). This implies that NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-} originate from a common agricultural source (Négrel and Pauwels, 2004; Darwish et al., 2011).

Dolomite contains Mg^{2+}. Clays of clay-with-flints and Chalk may similarly provide Mg^{2+} as well as K^+ to groundwater (Stuart and Smedley, 2009). The good correlation between Mg^{2+} and K^+ suggests a common main source from clay (r = 0.69, Table 3). A small share of Mg^{2+} may also come from dolomite dissolution.

The Chalk aquifer is composed of limestone (mainly calcite and a little dolomite). Chalk dissolution is usually the only reported origin of both Ca^{2+} and HCO_3^- and the ratio between these ions (in meq L^{-1}) is equal to 1 (Edmunds et al., 1987). In the lakes studied herein, the correlation between Ca^{2+} and HCO_3^- is relatively low (r = 0.67). The Ca^{2+} and Mg^{2+} concentrations versus the HCO_3^- concentration are shown in Fig. 5b. All data points are above the calcite dissolution line. This distribution is more likely related to an enrichment in Ca^{2+} since Mg^{2+} is negligible compared to Ca^{2+}. Underground lake water is saturated in O_2 (Table 2) as the result of contact with UZ air and quarry atmosphere. Furthermore, this behavior is consistent with previous observations for unconfined Chalk groundwater (Edmunds et al., 1987). This indicates that Ca^{2+} has a secondary origin in addition to Chalk dissolution. Ca^{2+} excess may be compared with other ions by plotting $Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-$ with the sum $NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}$ (Fig. 5c). Ca^{2+} excess correlates well with $NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}$ (r = 0.84, Fig. 5c). All groups are aligned on the regression line. Groups A3, A4 and B have the highest Ca^{2+} excess related to the high agricultural ion concentration. These results indicate that Ca^{2+} excess is likely due to an agricultural supply. Two agricultural uses for Ca^{2+} have been reported by Bolan et al. (2003) and Otero et al. (2004): respectively, the

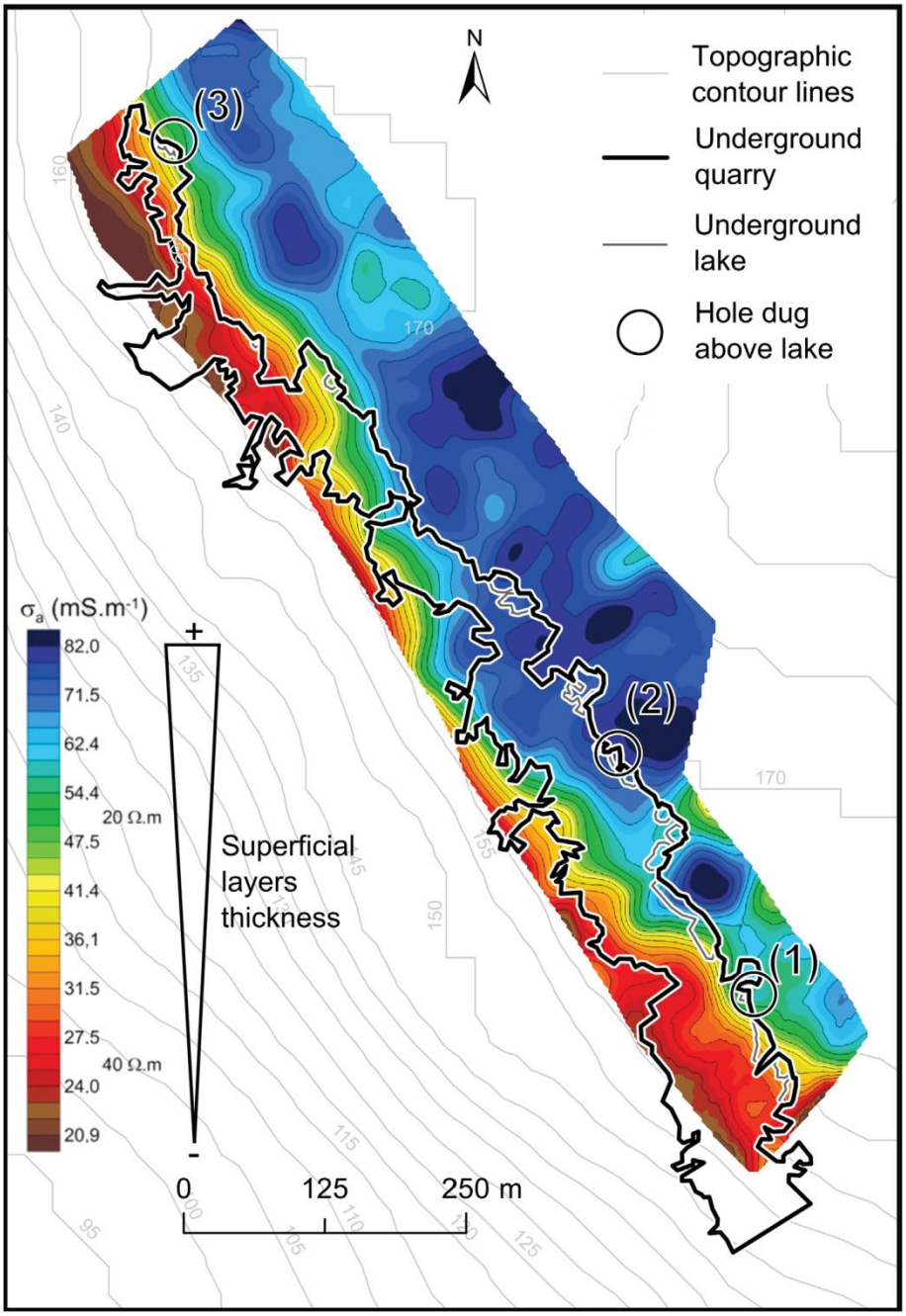


Fig. 3. Map of electrical conductivity (σ_a) of subsurface layers above the quarry. (1) Lake Bleu, (2) Lake Stalactites, and (3) Lake Pedro.

use of lime (CaO) to optimize field pH and the use of fertilizers enriched in Ca^{2+}.

The very good correlation ($r = 0.95$) already described between Cl^- and NO_3^- (Table 3) shows another Cl^- source in agriculture, due to the use of fertilizers enriched in Cl. Groundwater Cl^- and Na^+ usually comes from meteoric waters and the ratio between these ions is frequently equal to 1 (Edmunds et al., 1987; Kloppmann et al., 1994). Cl^- is a conservative ion, whereas Na^+ is a non-conservative ion, which may be sorbed and desorbed onto clay minerals (Pitman, 1978). The concentration of Cl^- versus Na^+ is shown in Fig. 5d. The meteoric water line (1:1) is reported on the graph. Here, except for group A3, Chalk groundwater does not fall along this line. Groups of lakes are clearly distinct. Groups A4 and B are, respectively, 3 and 8 meq L^{-1} of Cl^- above the line, showing a strong enrichment in Cl^-. Lake groups A1 and A2 are below this line, showing a Na^+ enrichment relative to meteoric waters. Cationic exchange between Ca^{2+} and Na^+ is possible in presence of clays (Pitman, 1978). Ca^{2+} excess versus Na^+ concentration is plotted in Fig. 5e. The Ca^{2+} excess depletion is related to Na^+ enrichment, giving evidence of a likely cationic exchange between Ca^{2+} and Na^+ from clays (clay-with-flints and/or the clay part of the Chalk). Cationic exchange may be higher for groups A1, A2 and A3 (rich in Na^+ and relatively poor in Ca^{2+} excess) and lower for groups A4 and B (poor in Ca^{2+} excess and rich in Na^+).

5.2. Impact of UZ type and thickness on water geochemistry

To highlight the potential relationships between UZ properties and groundwater geochemistry, UZ properties, i.e., UZ thickness (data from UGPS) and subsurface conductivity (Cond-EM31) were

Annexe 1

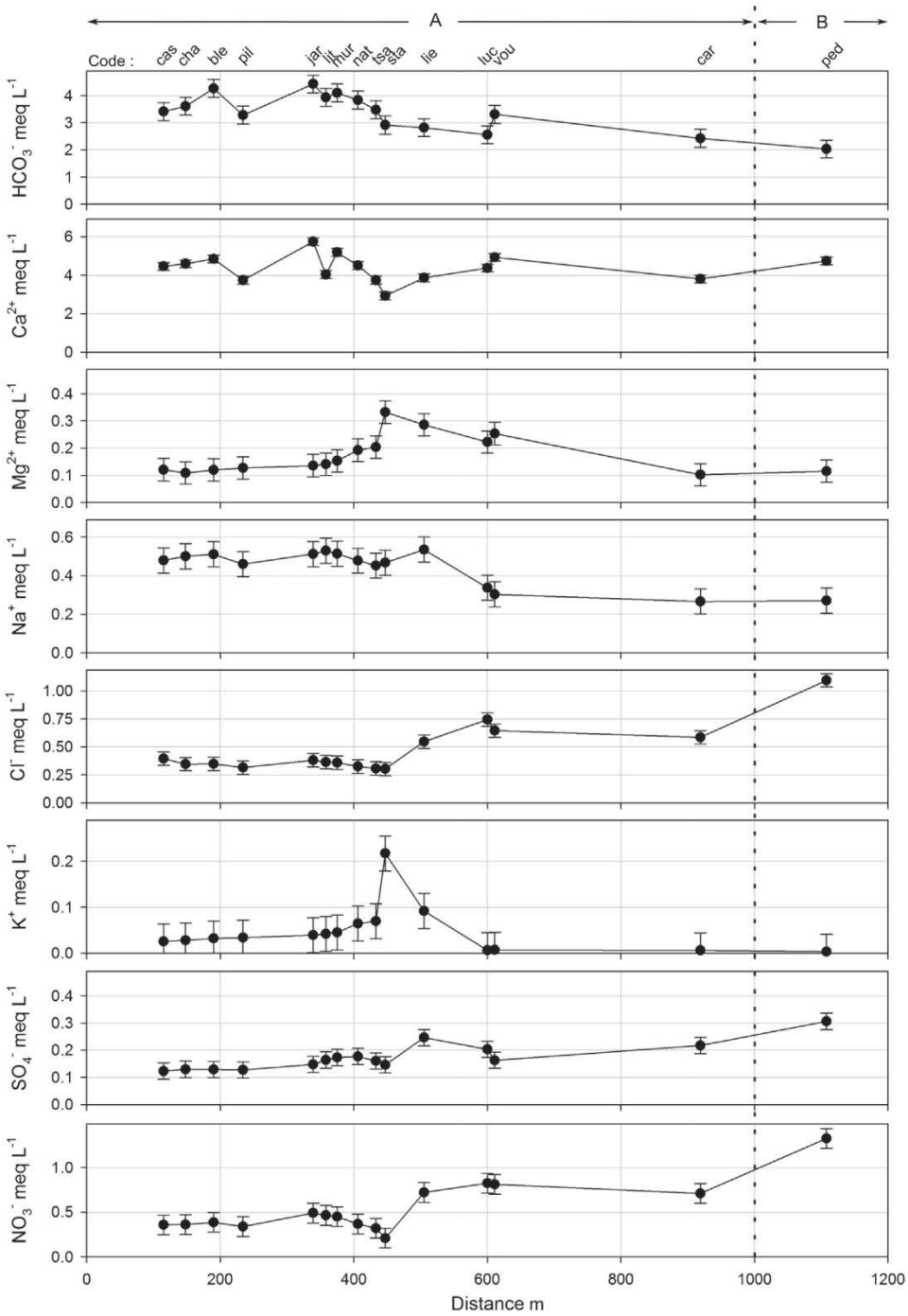


Fig. 4. Ion concentration in meq L^{-1} of underground lake water versus their position on an axis along the cavity (Distance in m). The distance 0 is the entrance of the cavity. Samples collected in July 2013. Zone A: lower use of fertilizers. Zone B: higher use of fertilizers.

Table 3
Correlation matrix of the major ion concentrations. Bold: significant values at 95% confidence level. Lake Pedro is very different from the others; therefore it was not taken into account for the calculations.

Variables	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-
Cl^-	**1**	**0.63**	**0.95**	**−0.72**	−0.43	0.24	0.10	−0.53
SO_4^{2-}		**1**	**0.70**	−0.31	−0.01	0.38	−0.18	−0.45
NO_3^-			**1**	**−0.62**	−0.50	0.16	0.23	−0.39
Na^+				1	0.35	−0.10	0.13	**0.61**
K^+					**1**	**0.69**	**−0.58**	−0.09
Mg^{2+}						**1**	−0.43	−0.33
Ca^{2+}							**1**	**0.67**
HCO_3^-								**1**

investigated. The latter is used as a proxy of the clay-with-flints thickness (the value of subsurface apparent electrical conductivity assigned to each lake was measured above it, Table 2). These properties are crossed with major ion concentrations. Another PCA was performed (Table 4, Fig. 6a). Six contributing geochemical variables were selected: agricultural anions (NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}), Ca^{2+} excess (Ca^{2+} + Mg^{2+} − HCO_3^-), HCO_3^-, Na^+, K^+ and Mg^{2+}. UZ thickness (zUZ) and clay-with-flints thickness (Cond-EM31) were added as supplementary variables. (Table 4 and Fig. 6a). Lake Pedro was considered a supplementary individual.

The structure of the factorial space is strong, with two factors explaining 79% of the total variance (F1 = 48% and F2 = 31%).

Annexe 1

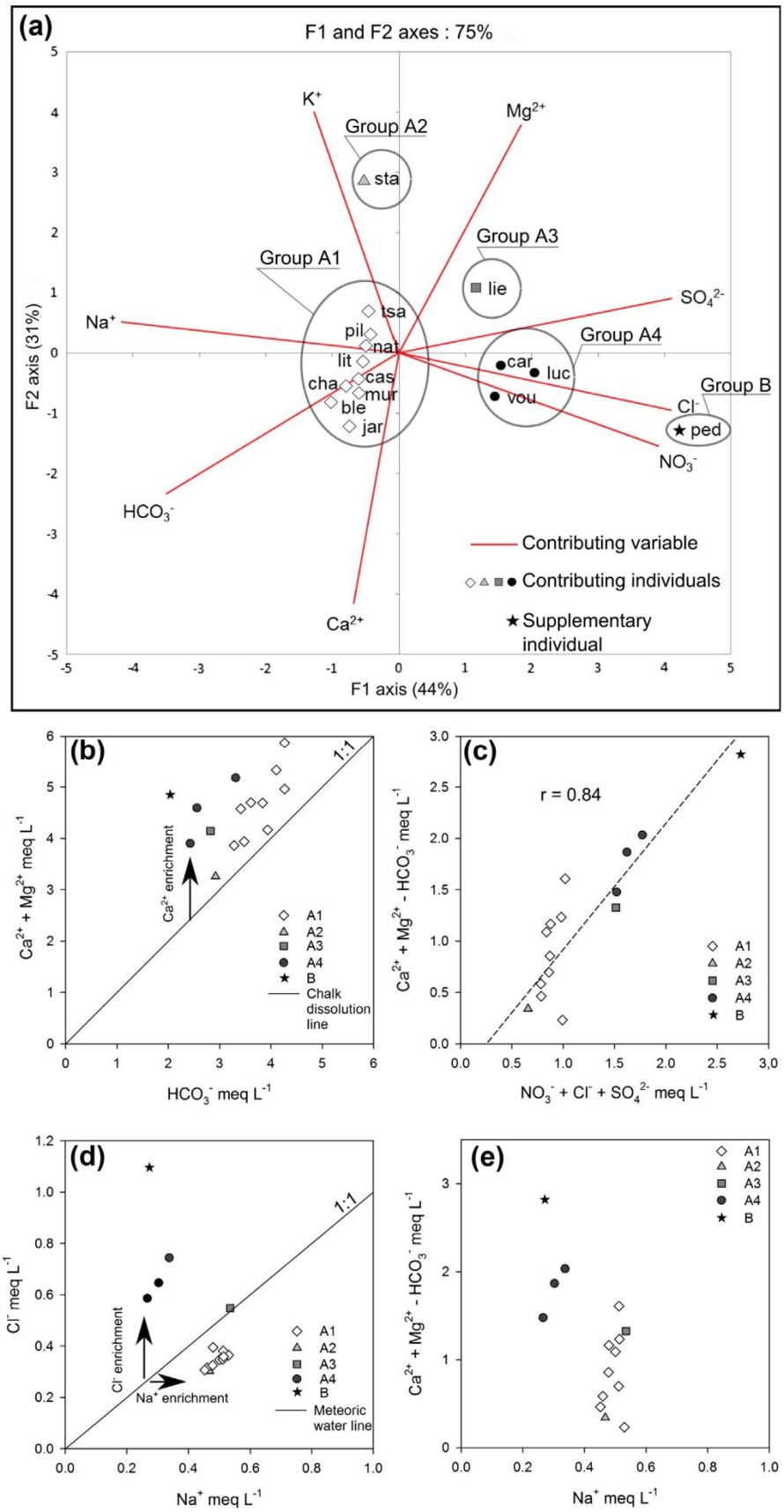


Fig. 5. (a) PCA of the groundwater geochemistry (14 contributing individuals: cas, cha, ble, pil, jar, lit, mur, nat, tsa, sta, lie, luc, vou, car; 1 supplementary individual: ped; 8 contributing variables: HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, Cl^-, K^+, SO_4^{2-}, NO_3^-). Lakes are divided into 5 groups (A1: white diamond; A2: light-grey triangle; A3: dark-grey square; A4: black circle; and B: black star). (b) $[Ca^{2+} + Mg^{2+}]$ versus HCO_3^- (solid line 1:1 represents the Chalk dissolution line). (c) $[Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-]$ versus $[NO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}]$. (d) Cl^- versus Na^+ (solid line 1:1 represents the meteoric water line). (e) $[Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^-]$ versus Na^+. Ion concentrations in meq L^{-1}.

Table 4
Correlation matrix of the major ion concentrations with UZ thickness (zUZ) and superficial layer conductivity (Cond-EM31; significant values at 95% confidence level in bold, 14 individuals, Lake Pedro not taken into account).

	Na^+	K^+	Mg^{2+}	HCO_3^-	Ca^{2+} excess	Agric. ions
Cond-EM31	−0.02	**0.54**	**0.88**	−0.10	−0.07	0.31
zUZ	**0.79**	0.29	0. 16	**0.58**	−0.43	−0.47

According to the first PCA, factor F1 is strongly and positively weighted on the allochthonous agricultural ions (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} and Ca^{2+} excess) and negatively weighted on Na^+ and more weakly on HCO_3^-, which are interpreted as autochthonous ions. F2 is positively weighted on Mg^{2+} and K^+. On this PCA, we observe that: (i) clay-with-flints thickness (Cond-EM31) is related to the concentration of Mg^{2+} and K^+ (respectively, $r = 0.88$ and $r = 0.54$, Table 4); (ii) the thickness of the UZ is related to the concentration of Na^+ ($r = 0.79$, Table 4); (iii) high concentrations of agricultural ions (NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-}) and Ca^{2+} excess is likely to be related to thin layers of UZ. The structure of individuals' space is very similar to that of the first PCA (Fig. 6a).

5.2.1. UZ impact on groundwater geochemistry

5.2.1.1. UZ structure impact. During numerous field campaigns, we observed a strong spatial and temporal heterogeneity of drips from the ceiling into the cavity (Table 2). This variability has already been described in the literature (e.g., Genty and Deflandre, 1998; McDonald et al., 2007). Some lakes (Casteret, Champignonnière, Piliers, Jardin, Lithoclase, Murine, Nations, Tsar, Stalactites, Liège,

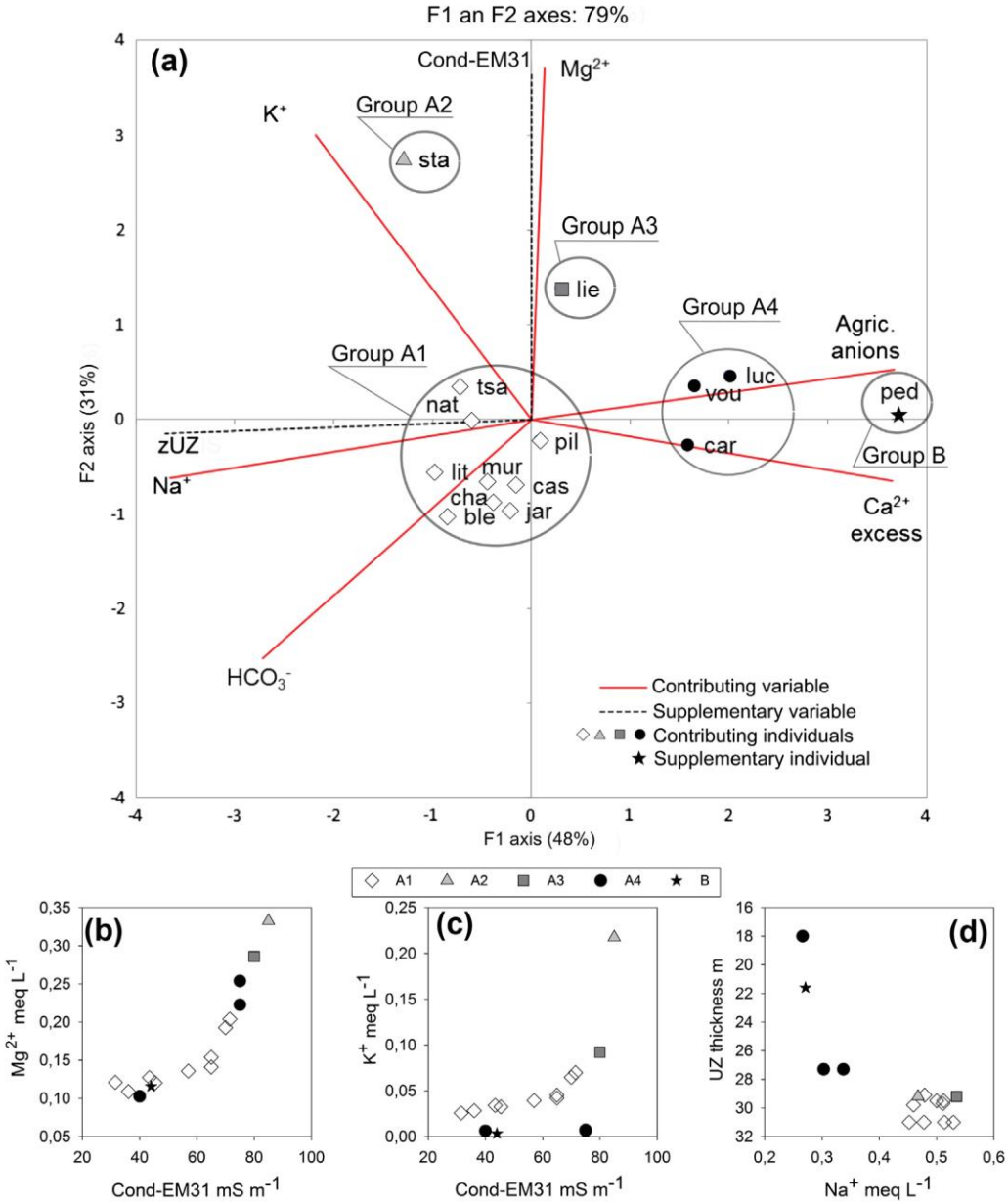


Fig. 6. (a) PCA of groundwater interpreted geochemistry and explanatory variables: UZ thickness (zUZ) and subsurface apparent electrical conductivity (Cond-EM31). Six contributing variables: HCO_3^-, Na^+, K^+, Mg^{2+}, Agric. anions ($NO_3^- + SO_4^{2-} + Cl^-$), Ca^{2+} excess; two supplementary variables: zUZ, Cond-EM31. 14 contributing individuals: cas, cha, ble, pil, jar, lit, mur, nat, tsa, sta, lie, luc, vou, car and 1 supplementary individual: ped. Lakes are divided into 5 groups (A1: white diamond; A2: light-grey triangle; A3: dark-grey square; A4: black circle; and B: black star). (b) Mg^{2+} concentration versus subsurface apparent electrical conductivity (Conductivity EM31), proxy of the clay-with-flints thickness. (c) K^+ concentration versus subsurface apparent electrical conductivity (Conductivity EM31), proxy of the clay-with-flints thickness. (d) Na^+ concentration versus UZ thickness.

Lucarne, Voutes and Pedro) have relatively abundant percolation throughout the year, whereas other lakes (Bleu and Carrefour) show relatively low or absent percolation during a large part of the year (Table 2). This heterogeneity demonstrates the existence of preferential paths of water and therefore that of solutes through the UZ. These paths might result from the presence of areas more locally fractured or with wider fractures.

5.2.1.2. UZ thickness impact. There is broad consensus that UZ Chalk can significantly delay the transport of some solutes including nitrates (e.g., Gooddy et al., 2006; Mathias et al., 2006; Jackson et al., 2007, 2011). Here, the UZ thickness could explain the differences in NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-} concentrations. The use of fertilizers has considerably increased since the 1970s and stabilized in the 1990s. The arrival of NO_3^-, Cl^- and SO_4^{2-} (fertilizer compounds) to the SZ depends on the time these ions spend passing through the UZ, and consequently depend on UZ thickness. Considering a solute movement velocity of 0.75 m y^{-1} (consistent with the literature), the nitrate front of the 1970s/1990s would have already reached the SZ where the UZ thickness is only about 20 m. In areas where the UZ is thicker than 20 m, the nitrate front of the 1970s/1990s is still in the UZ (Fig. 7).

5.2.1.3. The impact of Chalk layer composition. Fig. 6c highlights the relationship between UZ thickness and Na^+ (Table 4). Two distinct groups can be observed: (1) groups A4 and B have a low Na^+ concentration and a low UZ thickness (18–27.3 m), whereas (2) groups A1–A3 have a high Na^+ concentration and a high UZ thickness (29.1–31 m). The relationship between Na^+ and thickness of the UZ suggests that a process occurring in the UZ provides a part of groundwater Na^+ content. Fig. 6c shows that higher Na^+ concentrations are related to lower Ca^{2+} concentrations. This behavior may be due to cationic exchanges between (1) the Ca^{2+} passing through the UZ and (2) the Na^+ of Chalk UZ clays (Mühlherr et al., 1998).

5.2.2. The impact of superficial layers on groundwater quality

The clay-with-flints thickness is correlated with Mg^{2+} and K^+ (respectively, $r = 0.88$ and $r = 0.54$; Table 4, Fig. 6b and d). The lowest correlation with K^+ is due to the very low concentration of groups A4 and B. These correlations result from the fact that Mg^{2+} (a large proportion) and K^+ (a minor proportion) both come from clay-with-flints. Valdes et al. (2014) reported that high thicknesses of clay-with-flints above karstified Chalk could concentrate surface solutes. Given the low clay-with-flints thickness range and karstification, it can be expected that clay-with-flints would protect Chalk groundwater by storing surface contaminants. However, no relationship was observed between clay-with-flints thickness and ions related to agricultural activity. Another parameter must be responsible for this behavior: preferential flow paths in the UZ Chalk should locally play the role of a buffer in the superficial layers.

Fig. 7 shows a diagram of the geological sketch projected onto a NNE/SSW axis and summarizes the geochemical processes occurring in the superficial layers and the UZ, down to the SZ. Different groups of major ions originating from the same source and affected by same processes may be separated: (1) NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} and Ca^{2+} are related to agricultural practices; they may be stored in the UZ and their arrival at the SZ is controlled by UZ thickness; (2) Mg^{2+} and K^+ are supplied by clay-with-flints by cationic exchanges; (3) Ca^{2+}, HCO_3^- and Mg^{2+} come from Chalk calcite and dolomite

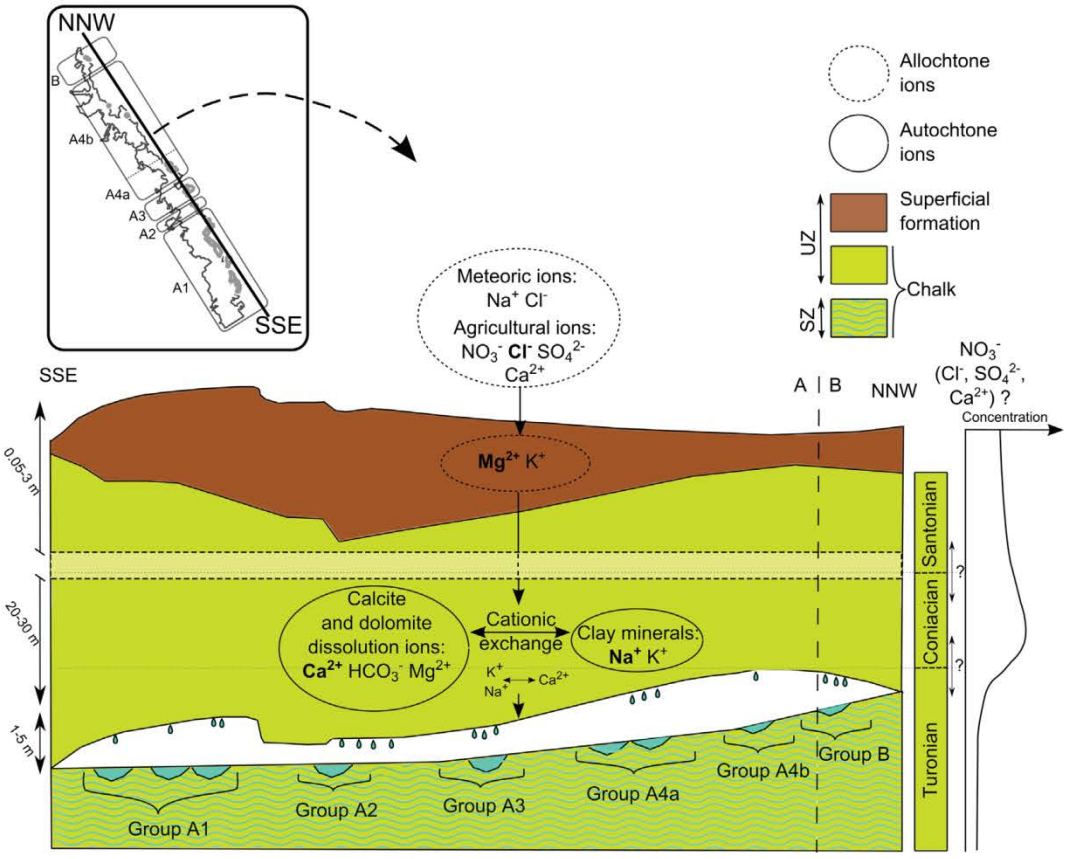


Fig. 7. Schematic geological cross-section projected onto a N–NE/S–SW axis. The main ionic contributions are shown in the diagram (the main elements associated with the different origins are in bold). The abundance of percolation flow is represented by more or less numerous drops. Lakes are divided into 5 groups (A1, A2, A3, A4 and B). The sketch is not to scale. The vertical double arrow "1–5 m" on the left of the sketch refers to the relative thickness of the cavity.

dissolution; and (4) Na^+ is derived from Chalk clay minerals by cationic exchange with Ca^{2+} (Fig. 7).

6. Conclusion

The groundwater geochemistry and study site geology were measured with high spatial resolution (15 points) along a profile 1 km long. Surface parameters, such as the use of nitrogen fertilizer (0.012–0.04 kg m^{-2}) and clay-with-flints thickness (0.05–2.45 m), were measured during field campaigns on cultivated parcels. Underground parameters, such as UZ thickness (18–31 m), percolation intensity, concentration of major ions (for example NO_3^-: 0.21–1.33 meq L^{-1}), were determined during field campaigns in the cavity.

A strong and unexpected spatial heterogeneity of the Chalk groundwater geochemistry for both allochthonous and autochthonous ions was observed. The chemical composition of groundwater is typical of that expected for Chalk aquifers (HCO_3^--Ca^{2+} type, explained by Chalk dissolution). However, Ca^{2+} originates from a second source. High correlations between NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} and Ca^{2+} excess (with respect to HCO_3^-) highlight a common origin of the ions related to the use of agricultural inputs (fertilizer and lime).

The water geochemistry was compared with the characteristics and structure of the UZ. The results suggest, consistent with literature, that (1) Mg^{2+} is mainly provided by clay-with-flints, probably enriched in Mg, and (2) NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} and Ca^{2+} excesses are derived from agricultural practices. Moreover, nitrate is one of the most problematic Chalk groundwater contaminants in France, and the nitrate concentrations of groundwater in numerous boreholes lie above WHO Guidelines for Drinking-water of European countries (<50 mg L^{-1}; WHO, 2011).

The PCA shows a strong anticorrelation between UZ thickness and NO_3^- concentration. As shown by previous work, solutes related to agricultural practices (e.g., NO_3^-) mainly move slowly through the UZ to reach the water table, as the volume of the matrix porosity largely dominates that of the fracture porosity. The contaminants may be stored in the UZ matrix for decades, with residence time increasing with UZ thickness. Furthermore, at the 1-km scale, no correlation could be found between NO_3^- concentrations and related clay-with-flints thicknesses. Although the role of clay-with-flints could not be determined in this study, three hypotheses can be formulated. The first is that the presence of flints increases the hydraulic conductivity of superficial layers, which therefore do not protect underlying groundwater from solutes fluxes (by storing them in the UZ). The second hypothesis is that, due to the discontinuity of clay-with-flints cover, surface contaminants can infiltrate via Chalk outcrops. The third hypothesis is that the impact of clay-with-flints is hidden by the impact of the UZ thickness, which also increases infiltrating water residence time in the UZ. Finally, concentrations of NO_3^- remain high despite agricultural practice changes implemented in past decades, and the EU Water Framework Directive's target for "good" status will not be achievable by 2015.

The spatial heterogeneity of underground lake water along the profile of a 1-km-long cavity is helpful to obtain information on processes integrating a large UZ volume. Nevertheless, it cannot provide a detailed characterization of the different processes related to the two types of transfer (slow in the matrix versus rapid in the fracture network).

This study site (an underground quarry with anthropic and geological contrasted constraints) has allowed us to show the importance of land use and the UZ physical (structure) and geochemical (type) characteristics for Chalk groundwater management and protection.

Acknowledgments

The authors wish to thank the Conservatoire des Espaces Naturels de Picardie for allowing access to the cavity, which is a classified site for the protection of bats. They also wish to acknowledge the Région Île-de-France for funding this study. Finally, the authors would like to thank the editor and the anonymous reviewers for their comments which helped to improve this manuscript.

Appendix A. Supplementary material

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.001.

References

Ballif, J.-L., 1992. Les eaux d'un bassin versant agricole en Champagne crayeuse (1971–1990). Variations du niveau piézométrique et de la teneur en azote minéral dans les zones non saturée et saturée. Sci. Sol 30, 1–14.
Baran, N., Lepiller, M., Mouvet, C., 2008. Agricultural diffuse pollution in a chalk aquifer (Trois Fontaines, France): influence of pesticide properties and hydrodynamic constraints. J. Hydrol. 358, 56–69.
Barraclough, D., Gardner, C.M.K., Wellings, S.R., Cooper, J.D., 1994. A tracer investigation into the importance of fissure flow in the unsaturated zone of the British Upper Chalk. J. Hydrol. 156, 459–469.
Bendjoudi, H., Weng, P., Guérin, R., Pastre, J.F., 2002. Riparian wetlands of the middle reach of the Seine River (France): historical development, investigation and present hydrologic functioning, a case study. J. Hydrol. 263, 131–155.
Bolan, N.S., Adriano, D.C., Curtin, D., 2003. Soil acidification and liming interactions with nutrientand heavy metal transformationand bioavailability. In: Advances in Agronomy, Advances in Agronomy. Academic Press, pp. 215–272.
Boy-Roura, M., Nolan, B.T., Menció, A., Mas-Pla, J., 2013. Regression model for aquifer vulnerability assessment of nitrate pollution in the Osona region (NE Spain). J. Hydrol. 505, 150–162.
Brouyère, S., 2006. Modelling the migration of contaminants through variably saturated dual-porosity, dual-permeability chalk. J. Contamin. Hydrol. 82, 195–219.
Brouyère, S., Dassargues, A., Hallet, V., 2004. Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: a field investigation. J. Contamin. Hydrol. 72, 135–164.
BRGM, 1969. Carte hydrogéologique de la France à 1/50000 – Beauvais (HYD014). BRGM, Orléans.
BRGM, 1974. Carte géologique de Beauvais à 1/50000. BRGM, Orléans.
Cavelier, C., Nicklès, M., Pomerol, C., 1967. Notice explicative de la carte géologique de CREIL à 1/50 000. BRGM, Orléan.
Cooper, J.D., Gardner, C.M.K., MacKensie, N., 1990. Soil water controls on recharge to aquifers. J. Soil Sci. 41, 613–630.
Darwish, T., Atallah, T., Francis, R., Saab, C., Jomaa, I., Shaaban, A., Sakka, H., Zdruli, P., 2011. Observations on soil and groundwater contamination with nitrate: a case study from Lebanon-East Mediterranean. Agr. Water Manage. 99, 74–84.
Deconinck, J.-F., Amédro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F., Zimmerlin, I., 2005. Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian–Campanian chalks from the east of the Paris Basin. Cretaceous Res. 26, 171–179.
Descostes, M., Pili, E., Felix, O., Frasca, B., Radwan, J., Juery, A., 2012. Diffusive parameters of tritiated water and uranium in chalk. J. Hydrol. 452–453, 40–50.
Dever, L., Durand, R., Fontes, J.C., Vachier, P., 1982. Geochimie et teneurs isotopiques des systèmes saisonniers de dissolution de la calcite dans un sol sur craie. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 1947–1956.
Edmunds, W.M., Cook, J.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Miles, D.L., Bath, A.H., Morgan-Jones, M., Andrews, J.N., 1987. Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer, Berkshire, U.K.: a basis for groundwater quality management. Appl. Geochem. 2, 251–274.
Edmunds, W.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Dever, L., Vachier, P., 1993. Chalk groundwater in England and France: hydrogeochemistry and water quality. Research Report, SD/92/2. British Geological Survey.
El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. J. Hydrol. 464–465, 485–493.
Furry, V., 1997. Les eaux souterraines en Picardie, Mémoire DESS Environnement. Université de Picardie, Amiens, France.
Genty, D., Deflandre, G., 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Père Noël cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. J. Hydrol. 211, 208–232.
Gombert, P., Auvray, C., Al Heib, M., 2013. In-situ and laboratory tests to evaluate the impact of water table fluctuations on stability of underground chalk mines. In: Presented at the Proceedings of the 14th International Symposium on

Water–Rock Interaction – WRI 14, Procedia Earth and Planetary Science, pp. 304–308.
Gooddy, D.C., Darling, W.G., Abesser, C., Lapworth, D.J., 2006. Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF6) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment. J. Hydrol. 330, 44–52.
Gooddy, D.C., Mathias, S.A., Harrison, I., Lapworth, D.J., Kim, A.W., 2007. The significance of colloids in the transport of pesticides through Chalk. Sci. Total Environ. 385, 262–271.
Gouillon, G., Duchêne, C., 2013. Localisation de cavités souterraines avec le système UGPS. Applications au cas des crayères de la Marne et à une ancienne mine polymétallique. Presented at the Journées Scientifiques AGAP-Qualité 2013, Nancy.
Gourry, J.-C., Vermeersch, F., Garcin, M., Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. J. Appl. Geophys. 54, 35–49.
Haria, A.H., Hodnett, M.G., Johnson, A.C., 2003. Mechanisms of groundwater recharge and pesticide penetration to a chalk aquifer in southern England. J. Hydrol. 275, 122–137.
Hinschberger, F., Fourmont, A., Macaire, J.-J., Bréhéret, J.-G., Guérin, R., Bakyono, J.-P., 2006. Contribution of geophysical surveys to the study of fine grained lacustrine sediments. Application to the Sarliève marsh (Massif Central, France). Bull. Soc. géol. France 177, 311–322.
Hodnet, M.G., Bell, J.P., 1990. Processes of water movement through a chalk coombe deposit in Southeast England. Hydrol. Process. 4, 361–372.
INERIS, 2010. Impact du changement climatique sur la stabilité des cavités souterraines: Bilan des données de l'année 2009. Rapport d'étude, DRS-10-95052-00919A.
Ireson, A.M., Butler, A.P., 2011. Controls on preferential recharge to Chalk aquifers. J. Hydrol. 398, 109–123.
Ireson, A.M., Mathias, S.A., Wheater, H.S., Butler, A.P., Finch, J., 2009. A model for flow in the chalk unsaturated zone incorporating progressive weathering. J. Hydrol. 365, 244–260.
Ireson, A.M., Wheater, H.S., Butler, A.P., Mathias, S.A., Finch, J., Cooper, J.D., 2006. Hydrol. Process. in the Chalk unsaturated zone – Insights from an intensive field monitoring programme. J. Hydrol. 330, 29–43.
Jackson, B.M., Browne, C.A., Butler, A.P., Peach, D., Wade, A.J., Wheater, H.S., 2008. Nitrate transport in Chalk catchments: monitoring, modelling and policy implications. Environ. Sci. Policy 11, 125–135.
Jackson, B.M., Wheater, H.S., Wade, A.J., Butterfield, D., Mathias, S.A., Ireson, A.M., Butler, A.P., McIntyre, N.R., Whitehead, P.G., 2007. Catchment-scale modelling of flow and nutrient transport in the Chalk unsaturated zone. Ecol. Model. 209, 41–52.
Jackson, C.R., Meister, R., Prudhomme, C., 2011. Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. J. Hydrol. 399, 12–28.
Jardani, A., Dupont, J.P., Revil, A., 2006. Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes. J. Geophys. Res.: Solid Earth 1978–2012, 111.
Johnson, A.C., Besien, T.J., Bhardwaj, C.L., Dixon, A., Gooddy, D.C., Haria, A.H., White, C., 2001. Penetration of herbicides to groundwater in an unconfined chalk aquifer following normal soil applications. J. Contamin. Hydrol. 53, 101–117.
Keim, D.M., West, L.J., Odling, N.E., 2012. Convergent flow in unsaturated fractured Chalk. Vadose Zone J. 11 (4).
Klinck, B.A., Hopson, P.M., Lewis, M.A., Macdonalds, D.M.J., Inglethorpe, J.F., Williams, L., 1998. The hydrological behavior of clay-with-flints of southern England. Technical Report, WE/97/5. British Geological Survey.
Kloppmann, W., Dever, L., Edmunds, W.M., 1994. Isotopic and geochemical investigations of chalk groundwater of the champagne region, France. J. Ger. Geol. Soc., 143–152.
Kloppmann, W., Dever, L., Edmunds, W.M., 1996. Zones d'oxydo-réduction dans l'aquifere de la Craie des bassins de Paris et de l'Allemagne du nord. Hydrol. Sci. J. 41, 311–326.
Kloppmann, W., Dever, L., Edmunds, W.M., 1998. Residence time of Chalk groundwaters in the Paris Basin and the North German Basin: a geochemical approach. Appl. Geochem. 13, 593–606.
Lafrance, N., Auvray, C., Souley, M., 2014. Comparative experimental study of the unsaturated long term behavior of chalks (Saint-Martin-le-Noeud and Estreux). Can. Geotech. J (submitted for publication).
Laignel, B., 2003. Caractéristion et dynamique erosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen. Livret I: Axes et Développement de la Recherche. H.D.R., Université de Rouen.
Mathias, S.A., Butler, A.P., Jackson, B.M., Wheater, H.S., 2006. Transient simulations of flow and transport in the Chalk unsaturated zone. J. Hydrol. 330, 10–28.
Mathias, S.A., Butler, A.P., McIntyre, N., Wheater, H.S., 2005. The significance of flow in the matrix of the Chalk unsaturated zone. J. Hydrol. 310, 62–77.
MacDonald, A.M., Brewerton, L.J., Allen, D.J., 1998. Evidence for rapid groundwater flow and karst-type behaviour in the Chalk of southern England. In: Groundwater pollution, aquifer recharge and vulnerability. Geol. Soc. Spec. Pub. 130, 95–106.
McDonald, J., Drysdale, R., Hill, D., Chisari, R., Wong, H., 2007. The hydrochemical response of cave drip waters to sub-annual and inter-annual climate variability, Wombeyan Caves, SE Australia. Chem. Geol. 244, 605–623.
Megnien, C., 1978. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Université Paris VI, Paris.
Mühlherr, I.H., Hiscock, K.M., Dennis, P.F., Feast, N.A., 1998. Changes in groundwater chemistry due to rising groundwater levels in the London Basin between 1963 and 1994. In: Groundwater pollution, aquifer recharge and vulnerability. Geol. Soc. Spec. Pub. 130, 47–62.
Négrel, P., Pauwels, H., 2004. Interaction between different groundwaters in Brittany catchments (France): characterizing multiple sources through Strontium- and sulphur isotope tracing. Water Air Soil Poll. 151, 261–285.
Orban, P., Brouyère, S., Batlle-Aguilar, J., Couturier, J., Goderniaux, P., Leroy, M., Maloszewski, P., Dassargues, A., 2010. Regional transport modelling for nitrate trend assessment and forecasting in a chalk aquifer. J. Contamin. Hydrol. 118, 79–93.
Otero, N., Soler, A., Canals, À., 2004. Fertilizer Characterization: Isotopic Data (N, S, O, C, and Sr). Environ. Sci. Technol. 38, 3254–3262.
Pitman, J.I., 1978. Carbonate chemistry of groundwater from chalk, Givendale. East Yorkshire. Geochim. Cosmochim. Acta 42 (12), 1885–1897.
Portail ADES, July 2013. <http://www.ades.eaufrance.fr/>. Website and database managed by the BRGM.
Price, M., Downing, R.A., Edmunds, W.M., 1993. The Chalk as an aquifer. In: The Hydrogeology of the Chalk of North-West Europe. Oxford, pp. 35–58.
Price, M., Low, R., McCann, C., 2000. Mechanisms of water storage and flow in the unsaturated zone of the Chalk aquifer. J. Hydrol. 233, 54–71.
Smith, D.B., Wearn, P.L., Richards, H.J., Rowe, P.C., 1970. Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 73–87.
Stuart, M.E., Smedley, P.L., 2009. Baseline groundwater chemistry: the Chalk aquifer of Hampshire. Open Report, OR/09/052. Britsh Geological Survey.
Valdes, D., Dupont, J.-P., Laignel, B., Ogier, S., Leboulanger, T., Mahler, B.J., 2007. A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale. J. Hydrol. 340, 244–255.
Valdes, D., Dupont, J.-P., Laignel, B., Slimani, S., Delbart, C., 2014. Infiltration processes in karstic chalk investigated through a spatial analysis of the geochemical properties of the groundwater: the effect of the superficial layer of clay-with-flints. J. Hydrol. 519, 23–33.
Van den Daele, G.F.A., Barker, J.A., Connell, L.D., Atkinson, T.C., Darling, W.G., Cooper, J.D., 2007. Unsaturated flow and solute transport through the Chalk: Tracer test and dual permeability modelling. J. Hydrol. 342, 157–172.
Watelet, J.-M., Jeannin, P.-Y., 2004. Retour d'expérience sur l'utilisation d'une balise de positionnement Fond-Jour. Un outil de reconnaissance pour les inspections des cavités. <http://www.isska.ch/pdf/ugps_0610.pdf>.
Wellings, S.R., 1984. Recharge of the Upper Chalk aquifer at a site in Hampshire, England: 1. Water balance and unsaturated flow. J. Hydrol. 69, 259–273.
WHO (World Health Organisation), 2011. Guidelines for drinking-water quality, 4th ed. WHO Press, Geneva, Switzerland.

Annexe 2

Les différents types d'argiles à silex

- Les argiles à silex strictes

Sur la zone d'étude, la notice de la carte géologique de Beauvais présente les argiles à silex, de couleur rouge, peu épaisses, visibles en place occasionnellement, en poches dans la craie, recouvertes par le limon à silex ou le limon de pente à silex. Il est impossible de suivre son extension sous les formations superficielles qui la recouvrent.

- Les limons de pente et de plateaux à Silex

Les limons à silex sont une formation limoneuse à forte charge caillouteuse, reposant sur l'argile à silex festonnée par la cryoturbation quaternaire, et qui correspond en partie à ce qu'on appelle parfois « bief à silex ». La charge caillouteuse comprend des galets thanétiens et des silex roulés et brisés de toutes dimensions ; elle peut être considérable (« champs de cailloux » ; cf. notice des cartes géologiques de Beauvais, de Rouen et de Beaumont-le Roger, BRGM).

Les limons de pentes à silex

Limons de pente à silex. Limons bruns chargés de silex branchus brisés et peu usés à la rupture de pente en bordure des plateaux et des vallées dissymétriques, principalement sur le versant oriental. On les trouve aussi en bas de pente où ils résultent de l'accumulation des matériaux limoneux des plateaux. Les proportions relatives de limon, de silex, de sable et d'argile sont variables. La tendance à l'enrichissement en silex s'accentue en bas de pente. Ils peuvent alors passer à une véritable formation à silex.

Les limons de plateau à silex

Les limons bruns de plateau sont de texture limoneuse en surface (70% de limon pour 20 % d'argile) et limono-argileuse en profondeur (terre à briques).

Annexe 3

Quantités d'azote utilisées pour les principales cultures céréalières en Picardie.

Besoins en engrais moyens pour les 4 rotations des cultures céréalières en Picardie (Blé, Colza, Maïs, Escourgeon)

Culture	Besoin moyen en N (kg N/q)	Rendement moyen pour l'Oise (q)	Total (kg N/ha)	Autres intrants recommandés (kg N/ha)
Blé dur	3.5	61	189	
Blé tendre	3	83	249	
Colza d'hiver	6.5	38	247	
Colza de printemps	5.2	38	198	
Maïs	2.2	93	205	
Escourgeon	2.5	65	162	55 kg P_2O_5/ha 50 kg K_2O /ha

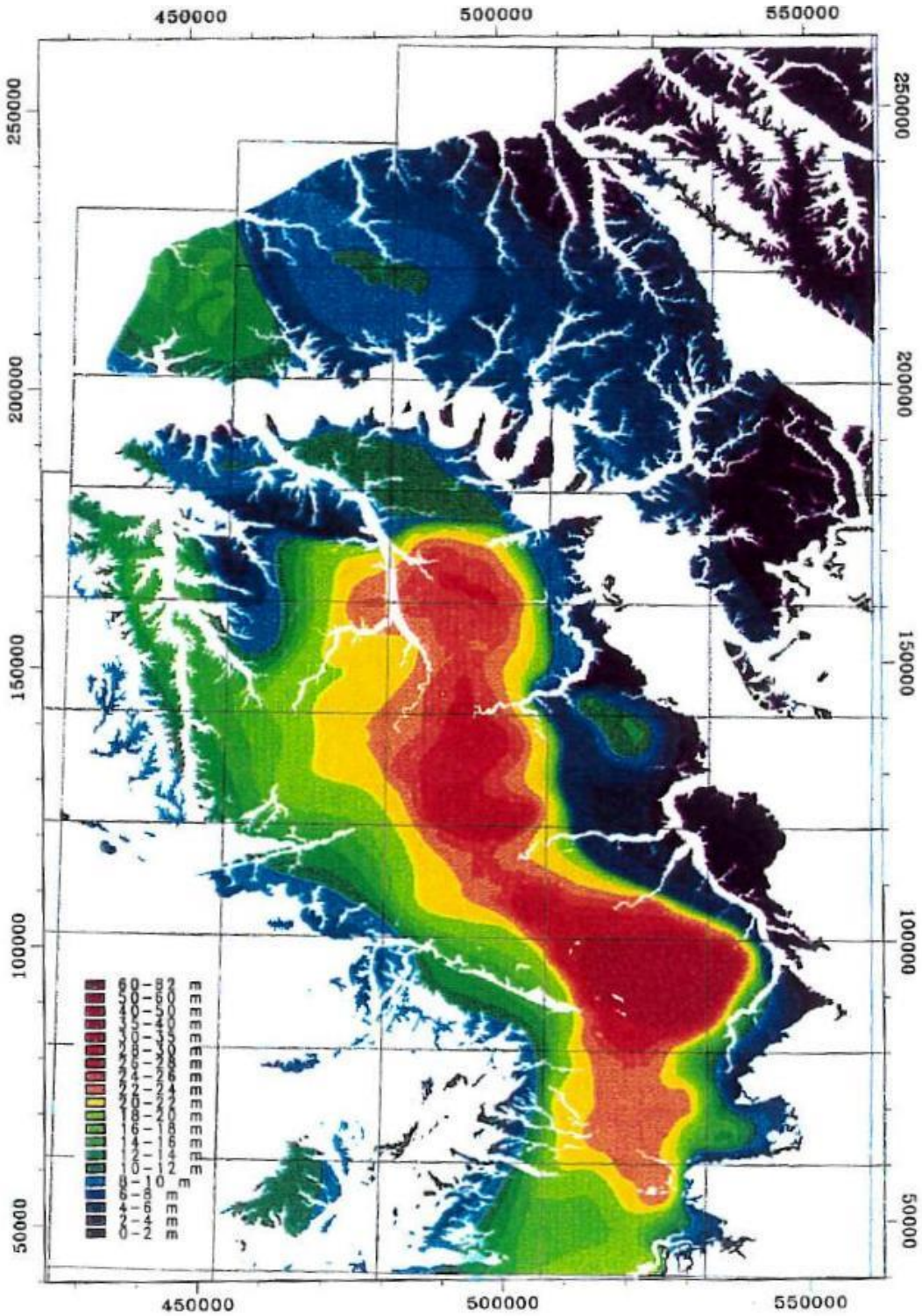
Les informations concernant l'utilisation de produits phytosanitaires sont difficiles à obtenir. En moyenne, sur culture céréalière, deux traitements phytosanitaires sont appliqués tous les ans. En France, la consommation de « produit actif » rapportée au nombre d'hectares cultivés (hors prairies permanentes) est de 5,4 kg/ha/an (ATMO, 2014).

Référence bibliographique

ATMO, 2013. Etude sur les résidus de produits phytosanitaires dans l'air en Picardie. Rapport d'essai N°2010/26/R/VERISON DU 26

Annexe 4

Carte de la répartition spatiale de l'épaisseur des argiles à silex dans l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003).



Annexe 5

Concentrations en ions majeurs et en Atrazine en (mg L^{-1}) des qualitomètres présents à l'échelle régionale.

Lien vers le fichier numérique : http://1drv.ms/ZyVH2c

Annexe 6

Chroniques de pluies brutes, d'ETP et de Peff pour les stations météorologiques de Beauvais-Tillé, Creil, Evreux-Huest et Rouen-Boos.

Lien vers le fichier numérique : http://1drv.ms/ZyWiAQ

Annexe 7

Paramètres extraits des intercorrélogrammes des chroniques annuelles Peff/piézométrie à Beauvais et Villeneuve-les-Sablons.

r(k)max et TR des intercorrélogrammes Peff-piézométrie annuelles à Beauvais et Villeneuve les Sablons (1991-2013). Les r(k)max et TR des années où les intercorrélogrammes ne présentent pas une forme de réponse impusionnelle sont notées en rouge (ils ne sont pas interprétables).

	Beauvais		Villeneuve-les-Sablons	
Année	r (k) max	TR	r(k) max	TR
1991/1992	0,08	52	0,05	102
1992/1993	0,21	70	0,17	107
1993/1994	0,18	117	0,16	181
1994/1995	0,41	54	0,21	10
1995/1996	0,18	71	0,06	10
1996/1997	0,10	35	0,00	108
1997/1998	0,21	61	0,12	182
1998/1999	0,18	102	0,23	179
1999/2000	0,14	29	0,14	181
2000/2001	0,22	23	0,13	124
2001/2002	0,25	43	0,11	84
2002/2003	0,16	64	0,24	105
2003/2004	0,11	37	0,09	54
2004/2005	0,14	94	0,03	5
2005/2006	0,21	97	-0,01	84
2006/2007	0,16	86	0,19	153
2007/2008	0,17	73	0,16	145
2008/2009	0,20	75	0,07	96
2009/2010	0,26	73	0,27	138
2010/2011	0,28	44	0,24	102
2011/2012	0,18	48	0,24	74
2012/2013	0,15	73	0,16	173

Annexe 8

Paramètres extraits des intercorrélogrammes des chroniques interannuelles Peff/piézométrie de 22 piézomètres présents à l'échelle régionale.

r(k)max et TR des intercorrélogrammes Peff-piézométrie de l'aquifère de la craie (2009/2014).

Piézomètre	Station météo	Commune	ZNS (m)	r(k) max	TR (jrs)	Vitesse modale (m/jr)
00791X0017/S1	Beauvais	Omecourt	31,46	0,18	115	0,27
00792X0010/S1	Beauvais	Fontaine-Lavaganne	40,77	0,18	116	0,35
00805X0002/S1	Beauvais	Noiremont	31,47	0,22	101	0,31
00807X0015/S1	Beauvais	Catillon-Fumechon	37,38	0,21	102	0,37
01017X0074/S1	Beauvais	Sancourt	18,45	0,18	113	0,16
01261X0044/S1	Beauvais	Villers-sur-Trie	26,82	0,21	76	0,35
01028X0018/S1	Beauvais	Auteuil	25,4	0,22	97	0,26
01024X0058/S1	Beauvais	Beauvais	21,12	0,21	69	0,31
01264X0029/S1	Beauvais	Villeneuve-les-Sablons	23,74	0,15	129	0,18
01034X0014/S1	Creil	Lieuvillers	32,2	0,12	116	0,28
01042X0049/S1	Creil	Estrees-Saint-Denis	14,47	0,16	110	0,13
01045X0015/S1	Creil	Sacy-le-Grand	13,71	0,25	88	0,16
01046X0010/S1	Creil	Blincourt	28,32	0,19	116	0,24
01272X0086/S1	Creil	Neuilly-en-Thelle	19,07	0,29	74	0,26
001817X0145_PZ_SN	Creil	Cuvilly	19,39	0,17	98	0,2
01256X0002/S1	Evreux	Civieres	69,2	0,06	129	0,54
00777X0008/S1	Rouen	Catenay	31,44	0,26	129	0,24
01004X0003/S1	Rouen	Le Heron	67,87	0,12	201	0,34
01008X0018/S1	Rouen	Vandrimare	70,69	0,11	212	0,33
01011X0045/P	Rouen	Nolleval	4,15	0,19	115	0,04
01013X0004/S1	Rouen	Bezancourt	41,34	0,2	129	0,32
01252X0011/S1	Rouen	Farceaux	14,72	0,15	129	0,11
		Min	4,15	0,06	69	0,04
		Max	70,69	0,29	212	0,54
		Moyenne	31,84	0,18	117	0,27
		Ecart-type	18,10	0,05	35	0,11

Annexe 9

Summary of major ions concentrations ranges of 15 campaigns between January 2011 and July 2013, for each group of lakes and statistics for all groups.

Summary of major ions concentrations ranges of 15 campaigns between January 2011 and July 2013, for each group of lakes (Table 2) and statistics for all groups. (S.D. = standard deviation; C.V. = coefficient of variation).

Ions	Group	A1	A2	A3	A4	B	Mean of groups	S.D. of groups	C.V. of groups
HCO_3^- (mg L^{-1})	Mean	204	193	190	172	119	175.6	33.7	19.2
	S.D.	31	32	26	30	21			
	C.V.	15.2	16.6	13.7	17.4	17.6			
	Min	126	148	144	118	78			
	Max	281	240	238	232	160			
Ca^{2+} (mg L^{-1})	Mean	88	71	90	84	96	85.8	9.3	10.9
	S.D.	13	12.3	8.7	14.0	4.6			
	C.V.	14.8	17.38	9.7	16.7	4.8			
	Min	61	55	77	55	88			
	Max	115	85	95	110	103			
Mg^{2+} (mg L^{-1})	Mean	1.6	3.7	3.1	2.3	1.4	2.4	1.0	40.4
	S.D.	0.4	0.3	0.3	0.5	0.2			
	C.V.	25.0	8.1	9.7	21.7	14.3			
	Min	1.0	3.1	2.9	1.2	1.1			
	Max	2.7	4.1	3.4	3.1	1.8			
Na^+ (mg L^{-1})	Mean	12.4	12.1	13.3	8.2	7.1	10.6	2.8	26.1
	S.D.	1.5	1.0	0.9	1.4	0.6			
	C.V.	12.1	8.3	6.8	17.1	8.5			
	Min	9.3	10.8	12.3	5.7	6.1			
	Max	16.0	13.4	14.0	10.7	7.8			
Cl^- (mg L^{-1})	Mean	11.6	10.6	19.1	22.9	37.6	20.4	11.0	53.6
	S.D.	1.2	1.2	0.9	2.1	1.2			
	C.V.	10.3	11.3	4.7	9.2	3.2			
	Min	8.6	9.4	17.0	20.1	35.1			
	Max	15.1	13.1	19.9	26.4	40.2			
K^+ (mg L^{-1})	Mean	1.5	7.6	2.5	0.6	0.3	2.5	3.0	119.1
	S.D.	0.6	0.8	0.8	0.7	0.1			
	C.V.	40.0	10.5	32.0	116.7	33.3			
	Min	0.6	6	1.9	0.2	0.1			
	Max	3.0	8.5	3.6	2.7	0.5			
SO_4^{2-} (mg L^{-1})	Mean	7.5	8.0	13.9	10.3	16.7	11.3	4.0	34.9
	S.D.	2.6	1.9	1.9	2.0	2.6			
	C.V.	34.7	23.75	13.7	19.4	15.6			
	Min	2.9	6.1	10.4	7.8	12.5			
	Max	14.6	10.9	16.1	13.9	19.4			
NO_3^- (mg L^{-1})	Mean	23.7	13.7	50.4	48.9	90.6	45.5	29.8	65.6
	S.D.	3.0	2.8	6.6	4.3	8.2			
	C.V.	12.7	20.4	13.1	8.8	9.1			
	Min	14.9	8.9	36.4	34.0	75.5			
	Max	30.4	19.3	56.4	53.8	99.3			

Annexe 10

Concentrations en ions majeurs et paramètres physicochimiques des eaux des lacs souterrains prélevées le 18 Juillet 2013, épaisseur de ZNS et conductivité apparente de la subsurface.

Concentration en ions majeurs et paramètres physicochimiques des eaux des lacs souterrains prélevées le 18 Juillet 2013, épaisseur de ZNS et conductivité apparente de la subsurface. Dist.=distance, B.I.=balance ionique, T=temperature, Conde=conductivité électrique des eaux des lacs à 25°C, I.S.=indice de saturation de la calcite, Perco.=intensité de la percolation, *=nulle la plupart du temps, parfois faible, **=moyenne à élevée, rarement nulle, zZNS=épaisseur de la ZNS, Cond-EM31=conductivité apparente de la subsurface.

Lac	Group	Dist.	HCO_3^- meq L^{-1}	Ca^{2+} meq L^{-1}	Mg^{2+} meq L^{-1}	Na^+ meq L^{-1}	Cl^- meq L^{-1}	K^+ meq L^{-1}	SO_4^{2-} meq L^{-1}	NO_3^- meq L^{-1}	I.B.	T °C	pH	$Cond^W$. µS cm^{-1}	O2 mg L^{-1}	Calcite I.S.	zUZ m	Cond-EM31 mS m^{-1}
Casterêt	A1	115	3,41	4,45	0,12	0,48	0,40	0,03	0,12	0,36	0,08	9,9	7,32	473	11,18	-0,07	29,1	31,5
Champignonnière	A1	148	3,61	4,59	0,11	0,50	0,35	0,03	0,13	0,36	0,08	10,2	7,42	480	10,67	0,07	29,5	36,1
Bleu	A1	190	4,26	4,84	0,12	0,51	0,35	0,03	0,13	0,39	0,03	10,5	7,33	514	10,50	0,07	29,7	45,4
Piliers	A1	234	3,28	3,74	0,13	0,46	0,32	0,03	0,13	0,34	0,03	10,5	7,35	510	10,34	-0,12	29,8	43,4
Jardin	A1	339	4,43	5,73	0,14	0,51	0,38	0,04	0,15	0,49	0,08	10,6	7,18	592	10,46	0,00	29,5	57,0
Lithoclase	A1	358	3,94	4,03	0,14	0,53	0,36	0,04	0,16	0,46	-0,02	10,7	7,23	593	9,65	-0,13	31,0	65,0
Murine	A1	375	4,10	5,18	0,15	0,51	0,36	0,05	0,17	0,45	0,07	10,8	7,41	597	9,66	0,16	31,0	65,0
Nation	A1	406	3,84	4,50	0,19	0,48	0,33	0,06	0,18	0,37	0,05	10,8	7,35	595	10,00	0,02	31,0	70,0
Tsar	A1	433	3,48	3,74	0,20	0,45	0,31	0,07	0,16	0,32	0,02	10,8	7,24	515	10,41	-0,20	31,0	71,5
Stalactites	A2	447	2,92	2,93	0,33	0,47	0,30	0,22	0,15	0,21	0,05	10,8	7,33	405	10,89	-0,28	29,2	85,0
Liège	A3	505	2,82	3,86	0,29	0,54	0,55	0,09	0,25	0,72	0,05	10,8	7,28	591	9,10	-0,24	29,2	80,0
Lucarne	A4	600	2,56	4,37	0,22	0,34	0,74	0,01	0,20	0,83	0,06	10,8	7,39	469	11,01	-0,12	27,3	75,0
Voutes	A4	611	3,31	4,92	0,25	0,30	0,65	0,01	0,16	0,81	0,05	10,9	7,09	552	10,11	-0,26	27,3	75,0
Carrefour	A4	919	2,43	3,80	0,10	0,27	0,59	0,01	0,22	0,71	0,03	11	7,24	424	11,53	-0,34	18,0	40,0
Pedro	B	1108	2,03	4,73	0,12	0,27	1,10	0,00	0,31	1,33	0,04	11	7,73	522	11,32	0,15	21,6	44,0
Moyenne			3,36	4,36	0,17	0,44	0,47	0,05	0,17	0,54	0,05	10,67	7,33	522	10,46	-0,09		
Ecart-type			0,70	0,70	0,07	0,10	0,22	0,05	0,05	0,29	0,03	0,30	0,14	64	0,68	0,16		
Min			2,03	2,93	0,10	0,27	0,30	0,00	0,12	0,21	-0,02	9,90	7,09	405	9,10	-0,34		
Max			4,43	5,73	0,33	0,54	1,10	0,22	0,31	1,33	0,08	11,00	7,73	597	11,53	0,16		

Annexe 11

Concentrations en ions majeurs des eaux de percolation prélevées le 18 Juillet 2013, épaisseur de ZNS et conductivité apparente de la subsurface.

Concentrations en ions majeurs des eaux de percolation prélevées le 18 Juillet 2013, épaisseur de ZNS et conductivité apparente de la subsurface. Dist.=distance, Perco.=intensité de la percolation, *=nulle la plupart du temps, parfois faible, **=moyenne à élevée, rarement nulle, zZNS=épaisseur de la ZNS, Cond-EM31=conductivité apparente de la subsurface.

Percolation	Group	Dist.	HCO_3^- meq L^{-1}	Ca^{2+} meq L^{-1}	Mg^{2+} meq L^{-1}	Na^+ meq L^{-1}	Cl^- meq L^{-1}	K^+ meq L^{-1}	SO_4^{2-} meq L^{-1}	NO_3^- meq L^{-1}	Perco.	zZNS m	Cond-EM31 mS m^{-1}
Casterêt	A1	115	-	2,76	0,07	0,39	0,45	0,01	0,12	0,35	**	29,1	31,5
Champignonnière	A1	148	-	2,67	0,06	0,35	0,29	0,00	0,20	0,24	**	29,5	36,1
Bleu	A1	190	-	2,68	0,08	0,30	0,25	0,00	0,18	0,09	*	29,7	45,4
Piliers	A1	234	-	2,69	0,11	0,21	0,25	0,01	0,03	0,18	**	29,8	43,4
Jardin	A1	339	-	2,35	0,10	0,60	0,27	0,01	0,07	0,12	**	29,5	57
Lithoclase	A1	358	-								**	31	65
Murine	A1	375	-	1,84	0,17	0,70	0,30	0,07	0,27	0,41	**	31	65
Nation	A1	406	-	2,11	0,18	0,33	0,29	0,01	0,17	0,29	**	31	70
Tsar	A1	433	-	3,72	0,33	0,30	0,34	0,13	0,15	0,39	**	31	71,5
Stalactites	A2	447	-	3,38	0,43	0,46	0,27	0,49	0,13	0,11	**	29,2	85
Liège	A3	505	-	3,34	0,26	0,68	0,22	0,02	0,21	0,15	**	29,2	80
Lucarne	A4	600	-	4,64	0,22	0,37	1,40	0,01	0,34	1,43	**	27,3	75
Voutes	A4	611	-	3,84	0,22	0,33	1,06	0,01	0,25	1,21	**	27,3	75
Carrefour	A4	919	-	5,09	0,07	0,23	1,17	0,00	0,38	2,07	*	18	40
Pedro	B	1108	-	4,77	0,10	0,28	1,36	0,01	0,43	1,75	**	21,6	44
Moyenne				3,28	0,17	0,40	0,57	0,05	0,21	0,63		28,3	58,93
Ecart-type				1,02	0,11	0,16	0,46	0,13	0,11	0,68		3,7	17,48
Min				1,84	0,06	0,21	0,22	0,00	0,03	0,09		18,0	31,50
Max				5,09	0,43	0,70	1,40	0,49	0,43	2,07		31,0	