Influence des flux d´eau souterraine entre une zone humide superficielle et un aquifère profond sur le fonctionnement hydrochimique des tourbières : Exemple des marais du Cotentin, Basse-Normandie

Chrystelle Auterives

▶ **To cite this version:**

Chrystelle Auterives. Influence des flux d´eau souterraine entre une zone humide superficielle et un aquifère profond sur le fonctionnement hydrochimique des tourbières : Exemple des marais du Cotentin, Basse-Normandie. Hydrologie. Université Rennes 1, 2006. Français. NNT : . tel-00137757

HAL Id: tel-00137757

https://theses.hal.science/tel-00137757

Submitted on 21 Mar 2007

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.

N° ORDRE : **3382**

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES 1

Pour obtenir

Le grade de : **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**

Mention : **Sciences de la Terre**

PAR

Chrystelle AUTERIVES

Equipe d'accueil : **Géosciences Rennes**
Ecole Doctorale : **Sciences de la Matière**
Composante universitaire : **UFR Structure et Propriétés de la matière**

Influence des flux d'eau souterraine entre une zone humide superficielle et un aquifère profond sur le fonctionnement hydrochimique des tourbières : Exemple des marais du Cotentin, Basse-Normandie

Soutenue **le 5 juillet 2006** devant la commission d'Examen

Luc Aquilina	Directeur de thèse
Ghislain De Marsily	Rapporteur
Gunnar Lischeid	Rapporteur
Marc Dzikowski	Examinateur
Olivier Atteia	Examinateur
Yvan Lagadeuc	Examinateur
Valérie Paquereau	Membre invité
Alain Orange	Membre invité

Résumé

Les tourbières holocènes des marais du Cotentin reposent sur des bassins sédimentaires sableux aquifères ($K = 10^{-3} – 10^{-4}$ $m.s^{-1}$) dont l'exploitation AEP crée des conditions hydrogéologiques variables dans le temps et dans l'espace sur un site donné. Deux années de suivi hydrogéologique et hydrochimique, ainsi qu'une modélisation hydrogéologique du fonctionnement de la zone humide ont permis de montrer que :

- Le fonctionnement hydrologique de la tourbière est contrôlé par celui de l'aquifère des sables et l'existence même de la tourbière est directement liée à sa présence ;

- Les conditions hydrologiques influencent directement la variabilité spatio-temporelle des conditions redox du milieu et donc les réactions biogéochimiques mises en jeu dans la tourbière ;

- La modélisation de la zone humide a mis en évidence la sensibilité et la vulnérabilité de ces écosystèmes à la pression anthropique (pompage) et/ou l'évolution globale du climat.

Abstract

Holocene peatlands from Cotentin peatbogs lie on sandy aquifer sedimentary basins ($K = 10^{-3} – 10^{-4}$ $m.s^{-1}$) which exploitation leads to variable hydrogeological conditions on a given site. Two-years of hydrogeological and hydrochemical monitoring associated with hydrogeological numerical modelling of the wetland functioning allowed to show that:

- The hydrological functioning of the wetland is controlled by the underlying sandy aquifer and the peatland existence is directly linked to its presence;

- The hydrogeological conditions have a direct influence on the spatiotemporal variability of the site redox conditions and on biogeochemical reactions that take place in the peatland;

- The wetland modelling results demonstrate that these ecosystems are sensitive and vulnerable to anthropic pressure (pumping) and/or to global climate change.

REMERCIEMENTS

Le plus dur avec les remerciements c´est de réunir tout le monde sur quelques pages, toutes les personnes qui au cours de ces trois années de thèse ont participé, collaboré, soutenu ce travail de thèse de près ou de loin, et elles sont nombreuses…

Je tiens tout d´abord à remercier les membres du jury qui ont accepté de lire ce joli roman de 261 pages exactement et d´apporter leurs remarques constructives sur ce travail : Ghislain De Marsily, Gunnar Lischeid, Marc Dzikowski, Olivier Atteia, Yvan Lagadeuc, Valérie Paquereau et Alain Orange.

Je remercie également Luc Aquilina de m´avoir fait confiance sur ce projet et de m´avoir donner l´opportunité de faire ce travail de thèse.

Ce travail n´aurait jamais pu se faire sans l´intérêt des membres du Parc des Marais du Cotentin pour ce projet, notamment Jean-Baptiste Wetton mais tout particulièrement Valérie Paquereau qui a largement contribué à mettre en relation les différents acteurs de ce projet, qui a participé activement au terrain, et m´a aidé à chaque fois que j´en avais besoin.

Merci au Conseil Général de la Manche, au Conseil Régional de Basse-Normandie et à l´Agence de l´Eau Seine-Normandie qui nous ont donné les moyens de mener à bien ce projet.

Merci à toutes les personnes qui ont participé aux comités de pilotage qui ont eu lieu pendant ces 3 années, pour leur disponibilité, leurs remarques et leurs suggestions sur les résultats, les méthodes, l´orientation des travaux et les perspectives du projet : Frédéric Gresselin (DIREN Basse Normandie), Maurice Freslon (DDAF de la Manche), Alain Orange (Conseil Général de la Manche), Arlette Laplace Dolonde (Université de Lyon), Emmanuelle Bouillon, Claude Branellec (Agence de l'Eau Seine Normandie), Isabelle Legrand (Agence de l'Eau Seine Normandie), Nicolas Roussel (Agence de l'Eau Seine Normandie), Thierry Berthaux (Conseil Régional Basse Normandie).

Merci aux exploitants agricoles et propriétaires des sites qui nous ont laissé bénévolement creuser, planter, installer toutes sortes d´outils de mesure sur leurs parcelles.

Cette thèse a nécessité un important travail de terrain en partant de l´installation du site, des équipements, des suivis hydrogéologiques et hydrochimiques jusqu´aux analyses en laboratoire. Rien de tout ça n´aurait pu se faire sans l´intervention de chacune d´entre elles. Merci Nolwenn, Odile, Jean-Pierre, Martine, Mélanie, Thierry, Arlette. Certains brillent par leur absence des photos car ils ont la grande fierté d´être venus sur le terrain par temps de pluie. Merci d´avoir retrousser vos manches, mis les mains dans la boue ou dans l´eau glacée, d´avoir aussi bien supporté le soleil radieux de Normandie que les pluies « torrentielles » qui vous trempent jusqu´aux os. Merci aussi pour m´avoir guider au laboratoire, de m´avoir appris la rigueur des analyses et d´avoir accepter mon coté quelque peu tête en l´air, merci à nouveau à Odile et Martine mais aussi à Patrice et Nicole.

Merci à Jean-Raynald et à Jérome Molénat de m´avoir éclairée dans les mystères de la modélisation hydrogéologique, parce que sans eux je pense que le mystère aurait duré un bon moment. Et merci à Mélanie pour son aide et son encadrement autour de la géochimie des eaux.

Merci à mes parents qui m´ont laissée suivre mon chemin dans cette longue carrière « étudiante » et qui m´ont fait confiance, merci à mon frère et ma sœur pour leur soutien.

Merci aux permanents, thésards, post-doc et DEA de Rennes, merci à l´équipe lithosphère pour la convivialité de la salle café. Un merci tout particulier aux renno-rennais responsable de la bonne ambiance, à tous ceux qui sont passés, restés, transités à Géosciences Rennes et qui ont donné vie au labo la journée, la nuit, la semaine, les week-end, les samedis-dimanches et jours fériés, à travers des apéros improvisés, des pauses-cafés qui pouvaient durer des heures, des soirées barbecue, des pique-niques, ou juste des craquages sans queue ni tête mais mémorables… Pas évident tous de les citer au risque d´en oublier sur ces 4 années mais j´essaie, alors merci : Flo, Charlie, Cat, Nol, Erwan, NicoMonNico, Katia, Sylvie, Babo, Miriam, Blaise, Catherine, Ludo, Céline, Grand Sarce, Caro, Tanguy, Seb (les 2), Cécile, Martin, Fabien, Fabieng, NicoLo, Laure, Eric, Karen, Raymi, Yaël, Gosia, Olivier , Nuno, Cédric, Mamie Gauthier, Oskar, Jeroen…

Merci à tous les autres d´ici et d´ailleurs : Pedro, Aurore, Vince, Mathieu, Emmanuelle, Vincent, Pat, Erwan, Martial, Laetitia, Danièle, Nanou, Sandrine, Steph, Laetitia, Arnaud, Sophie, JD, Christelle, Vincent, Patrick, Xavier, Manu, Guillaume, Ludo, Massad.

Merci tout particulièrement à Ben pour tout, pour ce pays merveilleux qu´est le Grand Paradis, pour ta bonne humeur, pour ton soutien, pour ta motivation quotidienne pour sortir boire des bières, faire la fête et profiter de la vie, pour tes petits plats et pour m´avoir aider à ne pas oublier de manger, dormir et vivre au cours de cette vie d´ermite, cette pseudo-hibernation rédactionnelle…

… merci pour tout, sans toi ce roman n´aurait jamais été jusqu´à la publication, la séance de dédicaces et le show final.

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION **1**

PARTIE I : LOCALISATION, EQUIPEMENT ET SUIVI DES SITES **7**

1. Situation géographique et contexte géologique 9
2. Localisation des sites 13
3. Installation des piézomètres 16
4. Etude hydrogéologique 19
5. Etude pédologique 20
6. Caractérisation du solide : la tourbe 26
7. Suivi de la qualité des eaux 31
8. Conclusion 35

PARTIE II : CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE **37**

HYDROLOGICAL BUDGET OF A PEATLAND RELATED TO THE DISCHARGE OF A REGIONAL AQUIFER 39
Abstract 39
1. Introduction 39
2. Site description 41
3. Materials and methods 44
4. Results 49
5. Discussion 56
6. Conclusion 63
Acknowledgements 64
References 64

PARTIE III : CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE **69**

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART 71
1. Oxygène dissous et potentiel redox 71
2. Le cycle de l'azote 73
3. Le cycle du soufre 76
4. Le cycle du fer 83
5. Le cycle du carbone 84
CHAPITRE 2 : RESULTATS 87
1. Caractérisation et origine des eaux de la tourbière 87
2. Hydrochimie de la tourbière 92
CHAPITRE 3 : DISCUSSION 111

1. Chimie de la tourbière 111
2. Dynamique des cycles biogéochimiques 114
SYNTHESE ET CONCLUSION 125

PARTIE IV : MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE MODFLOW 129
CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART 131
1. Modflow 132
2. Discrétisation du modèle 132
3. Les conditions aux limites *133*
4. Conditions initiales *136*
5. Modèle transitoire et stationnaire *136*
6. Les limites de Modflow *137*
7. Modélisation en contexte de zones humides *137*
CHAPITRE 2 : CONSTRUCTION ET CALIBRATION DU MODELE 140
1. Le modèle conceptuel *140*
2. La zone modélisée *141*
3. Discrétisation spatiale du modèle *142*
4. Conditions aux limites du modèle *145*
5. Calibration en régime permanent *147*
6. Calibration en régime transitoire *151*
7. Résultats de la calibration *155*
8. Les processus hydrodynamiques *162*
CHAPITRE 3 : SIMULATIONS 170
1. Les objectifs *170*
2. Les scénarios envisagés *170*
3. La sensibilité de la tourbe à l'exploitation des sables *172*
4. Des flux verticaux ascendants *178*
5. L'influence de la rivière *180*
6. La sensibilité de la nappe de la tourbe à une modification de la recharge *181*
7. Influence de la tourbe sur la nappe des sables *182*
8. Les limites du modèle *184*
9. Conclusion *186*
RESUME ET CONCLUSION 187

PARTIE V : SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE 189
1. Les résultats majeurs *191*
2. Dégradation de la tourbe *195*
3. Mesures conservatoires *198*
4. Conclusion *199*

BIBLIOGRAPHIE **201**
TABLES DES FIGURES **225**
LISTES DES TABLEAUX **235**
ANNEXE I **237**
ANNEXE II **239**

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Ce projet de recherche est né de la volonté du Parc Naturel des Marais du Cotentin et du Bessin. L´exploitation pour l´alimentation en eau potable d´aquifères directement sous-jacent aux zones humides des marais du Cotentin interrogent sur le fonctionnement, l´évolution et la vulnérabilité des zones humides des marais du Cotentin.

Le Nord-Cotentin et le Centre-Manche connaissent des problèmes quantitatifs et qualitatifs en matière d'eau potable. Les aquifères de socle peuvent constituer une réserve importante d'eau souterraine (fissures et interstices) mais les prospections hydrogéologiques menées jusqu'ici n'ont révélé que des aquifères de faible extension et assez peu productifs. Les recherches entreprises, il y a une trentaine d'années par la DDAF (Direction Départementale de l'Agriculture et des Forêts) et l'université de Caen, ont révélé l'existence de bassins sédimentaires encaissés dans les roches de socle du Massif Armoricain. Ces séries sédimentaires très épaisses caractérisées par de fortes perméabilités (10^{-3} – 10^{-4} $m.s^{-1}$) se sont révélées être des **réserves aquifères majeures**, surtout dans une région où la qualité souvent médiocre des eaux de surface est sensible aux pollutions d'origine agricole ou industrielle. Les recherches hydrogéologiques ont permis d'aboutir à la mise en exploitation de l'aquifère de Sainteny-Marchesieux en 1990 par le syndicat du SYMPEC (Syndicat Mixte de Production d'Eau du Centre Manche) qui exploite près de 3.10^6 $m^3.an^{-1}$ et alimente en eau près de 80 000 équivalent-habitants.

L'exploitation de ces aquifères pose à l'heure actuelle des questions d'ordre environnemental. Ces bassins sédimentaires sont recouverts d'une couverture holocène constituée de marais et de tourbières. Un assèchement prononcé de la tourbière de Vesly Pissot reposant sur l´aquifère exploité de Lessay dans la vallée de l´Ay a pu être observé et inquiète sur l´évolution du matériau tourbeux. L'exploitation de l'aquifère est désignée par la population locale comme responsable de l'abaissement du niveau d'eau dans le marais. Cependant, jusqu'alors, aucune étude ne mettait en cause la responsabilité de l'exploitation. De plus, d'autres facteurs environnementaux et/ou anthropiques peuvent être à l'origine de cet assèchement. En effet, les fortes contraintes agronomiques (pratiques extensives de fauche et de pâtures, défrichements, labours) et les importants aménagements hydrauliques (réseau de

drainage dense, aménagement des cours d'eau) exercent déjà une forte contrainte sur le milieu. L'évolution climatique peut également jouer un rôle dans l'abaissement du niveau du marais.

La protection des zones humides est devenue un objectif majeur des pouvoirs publics. En 30 ans, près d'un tiers des zones humides ont disparu en France. Paradoxalement, leur disparition a mis en évidence leurs fonctions majeures :

- des fonctions **hydrologiques** dans le stockage d'eau de surface à plus ou moins long terme, l'écrêtement des crues et le soutien des étiages ;

- des fonctions **biogéochimiques** dans la capacité d'épuration naturelle de ces écosystèmes ;

- des fonctions **écologiques** dans la biodiversité de la faune et de la flore.

Cette étude est directement concernée par ces deux problématiques : **l'alimentation en eau potable** dont les besoins sont croissants et la **protection des zones humides.** Le Cotentin dispose de réserves aquifères exceptionnelles qui peuvent contribuer aux besoins actuels et futurs de la région. Cependant, la localisation des marais du Cotentin à l'aplomb des aquifères exploités inquiète quant à la préservation de la zone humide. Les perspectives futures d'accroissement de l'exploitation de l'aquifère de Sainteny-Marchesieux ($> 10^6$ m^3/an supplémentaires) ont donc alerté les collectivités. Avant que ce projet ne soit initié, il n'existait aucune étude relative aux interactions entre les bassins aquifères et la zone humide.

Une première étude a été menée en 2001 dans le cadre d'un stage de DEA [Tortrat, 2001]. Dans la vallée de l'Ay, une tourbière repose sur l'aquifère de Lessay, dont la superficie couvre 18 km^2 et qui est exploité à hauteur de 750 000 $m^3.an^{-1}$. Les résultats ont montré :

- l'existence d'échanges entre la tourbière et l'aquifère des sables,

- l'inversion des circulations tourbe-sables en fonction des périodes hautes eaux – basses eaux et de leur éloignement de la station de pompage,

- la dépendance des processus biogéochimiques vis à vis des conditions hydrologiques du milieu.

Ces résultats préliminaires très encourageants ont conduit à une étude de plus grande ampleur sur l'aquifère de Sainteny-Marchesieux (132 km^2, $3.10^6 m^3.an^{-1}$). Dans le but de déterminer l'influence éventuelle d'un pompage sur le fonctionnement du marais, ces travaux

de recherche ont été financés par : l'Agence de l'Eau Seine-Normandie, le Conseil Général de la Manche (maître d´œuvre du projet), le Conseil Régional de Basse-Normandie et le laboratoire de Géosciences Rennes avec un soutien du Parc Naturel Régional des Marais du Cotentin et du Bessin.

Pour répondre à cette problématique, **trois axes de recherche** ont été pris en compte :

(1) Les zones humides se développent généralement sur un substratum peu ou pas perméable. Leur fonctionnement a souvent été considéré indépendamment des flux souterrains. Cependant plusieurs études montrent clairement que les zones humides ne doivent pas être considérées comme des systèmes hydrogéologiquement isolés [Siegel, 1983; Siegel and Glaser, 1987; Siegel, 1988; Roulet, 1990; Hill and Siegel, 1991; Roulet, 1991; Devito et al., 1996; Devito et al., 1997; Mitsch and Gosselink, 2000; Wise et al., 2000; Fraser et al., 2001; Reeve et al., 2001; Clément et al., 2003; Ladouche and Weng, 2005]. La présence d'un forage crée un cône de rabattement et donc des écoulements souterrains variables dans l'espace. Ces conditions offrent la possibilité d'apprécier la réponse hydrologique de la zone humide à la variabilité spatiale des flux souterrains.

(2) Les réactions d'oxydoréduction et les processus biogéochimiques se déroulant au sein des zones humides sont relativement bien connus. Cependant, l'influence que peut avoir la circulation des eaux souterraines sur ces processus est encore mal connue. Les conditions hydrologiques variables dans l'espace offrent la perspective de pouvoir identifier et caractériser une variabilité hydrochimique dans la zone humide (processus, réactions redox) associée à celle des écoulements souterrains.

(3) Le développement et le maintien des zones humides sont liés à un contexte hydrogéologique et climatique. Une modification des écoulements souterrains sous l'effet d'une pression anthropique (pompage) et/ou d'une évolution climatique influence nécessairement le fonctionnement des zones humides et interroge sur la sensibilité et la vulnérabilité de ces écosystèmes.

Les **objectifs** de ce travail ont donc été :

- caractériser le **fonctionnement hydrologique** de la tourbière, les interactions avec le réseau hydrographique de surface et les écoulements souterrains ;

- identifier et caractériser les propriétés chimiques du milieu et l'influence des flux hydrogéologiques sur les **processus biogéochimiques** ;

- caractériser la **sensibilité** et la **vulnérabilité** de cet écosystème aux variations climatiques et à la pression anthropique que peut exercer l'exploitation de l'aquifère.

Ces trois objectifs décrivent l'architecture de ce mémoire. La première partie décrit le contexte géologique, le choix des sites d'études, les outils et les méthodes mis en œuvre au cours de ce travail. La deuxième partie détaille l'approche hydrogéologique développée dans cette étude et caractérise les interactions entre la nappe de surface de la tourbe, le réseau hydrographique et les flux d'eau souterraine. La troisième partie identifie les processus biogéochimiques et leur relation avec le contexte hydrologique. La quatrième partie est une modélisation numérique réalisée avec le logiciel *Modflow* qui permet non seulement de valider le modèle conceptuel établi mais aussi de tester la sensibilité et la vulnérabilité de ce système aux variations climatiques et à la pression anthropique. La dernière partie est une synthèse générale qui établit la cohérence de l'approche multidisciplinaire utilisée (Hydrogéologie, Hydrochimie, Modélisation) dans le cadre de cette thèse.

PARTIE I

LOCALISATION, EQUIPEMENT ET SUIVI DES SITES

PARTIE I

LOCALISATION, EQUIPEMENT ET SUIVI DES SITES

1. Situation géographique et contexte géologique

Le Cotentin se situe dans le quart nord-ouest de la France à l'ouest de la Normandie. Marqué par une hétérogénéité structurelle, il fait partie du Massif Armoricain à l'architecture plissée qui contraste avec l'architecture tabulaire du Bassin Parisien (Figure I - 1) qui le borde à l'est [Baize, 1998; Baize et al., 1998].

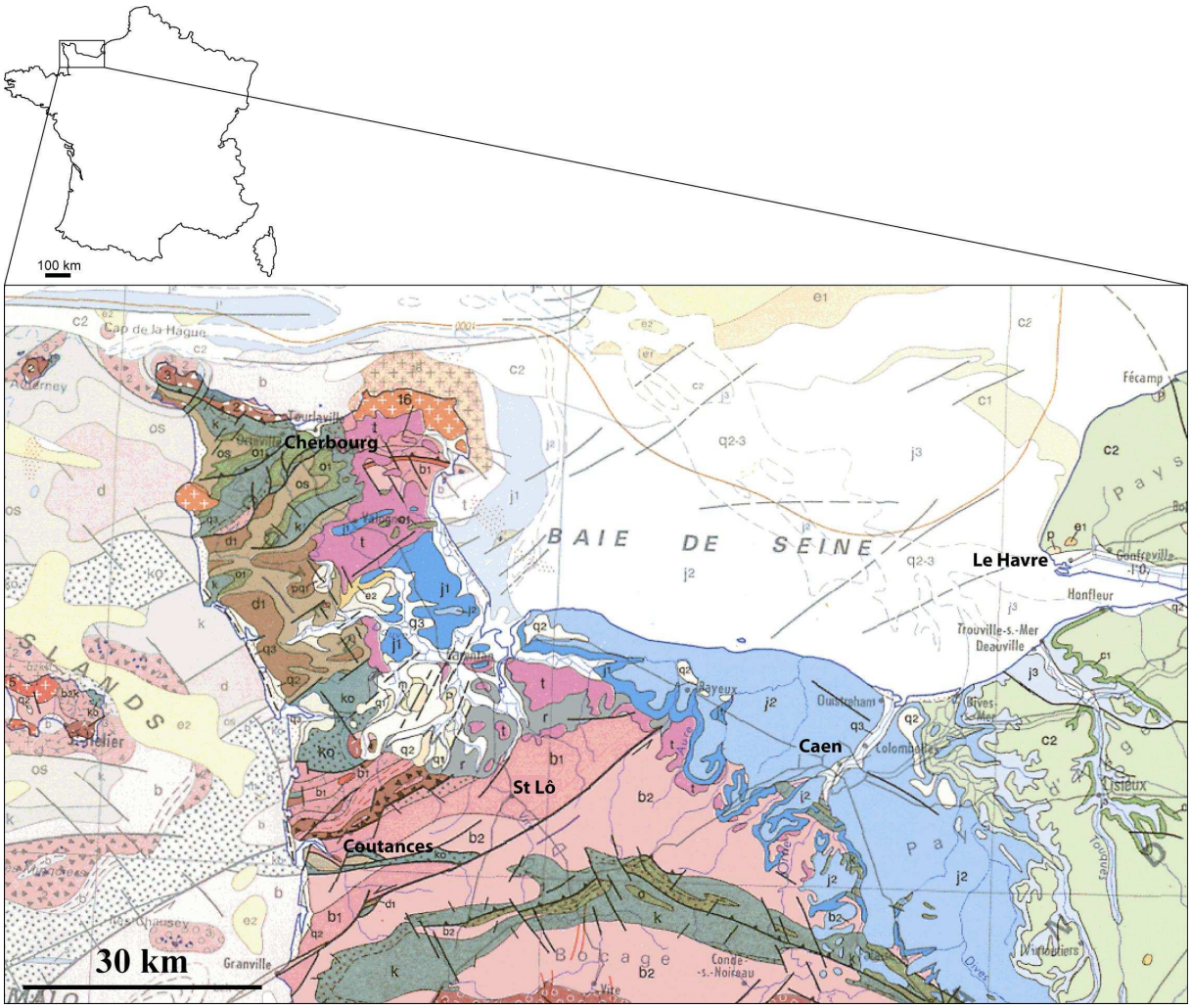


Figure I - 1 : Localisation et carte géologique du Cotentin (d´après la carte géologique de la France au millionième [Chantraine et al., 1996]).

Le Cotentin est un plateau littoral dont la partie centrale est déprimée, le relief s'est développé sur un socle ancien affecté de discontinuités tectoniques héritées des orogènes

cadomienne et varisque [Walter et al., 1996; Baize, 1998; Baize et al., 1998]. Il se divise en trois parties :

- Le plateau Nord-Cotentin a une altitude maximum de 180 m et s'est développé sur des roches protérozoïques à paléozoïques ;

- Le Centre-Cotentin ou Seuil du Cotentin est une zone déprimée de basse altitude (20 à 50 m) qui recouvre des formations déformées du Massif Armoricain, des formations du Bassin Parisien et des séries néogènes ;

- Le plateau Sud-Cotentin dont le substrat est constitué de formations armoricaines se dessine au sud d'une ligne St Lô – Coutances avec des altitudes comprises entre 100 et 300 m.

L'histoire géologique de cette région explique les particularités de ce paysage. Ce relief en plateaux étagés à des altitudes modérées de 3 ou 4 m au dessus de la mer résulte d'un soulèvement régional d'origine tectonique [Bigot, 1935; Baize, 1998; Baize et al., 1998]. Au Quaternaire, la tectonique est active en Normandie. Elle se manifeste au Plio-Pléistocène le long de failles ou sous forme de déformations souples. La dislocation et la remontée différentielle de plates-formes probablement d'âge Tertiaire soulèvent les plateaux Nord-Cotentin et Sud-Cotentin qui sont alors soumis à l'érosion [Pareyn, 1980; Baize, 1998; Baize et al., 1998; Lagarde et al., 2000]. Le bassin du Centre-Cotentin est un domaine subsident où s'accumulent d'épais dépôts sableux plio-pléistocènes au sein de petits grabens kilométriques [Baize, 1998; Dugué et al., 2000; Lagarde et al., 2000; Dugué, 2003] constituant à l'heure actuelle des réserves aquifères d'un intérêt majeur et exploitées pour l'alimentation en eau potable.

Cinq bassins aquifères plio-pléistocènes sont situés au sein de terrain anciens du Massif Armoricain [Salimeh, 1990; Dugué et al., 2000] :

- Le bassin de Sainteny-Marchesieux est l'un des plus étendus (80 km²) et des plus épais (250m) ;
- Le bassin de Lessay ;
- Le bassin de Saint-Sauveur-Le-Vicomte ;
- Le bassin de l´Aure ;
- Le bassin de Merderet.

La figure I – 2 met en évidence les trois principaux bassins : Sainteny-Marchesieux, Lessay et Saint-Sauveur-Le-Vicomte.

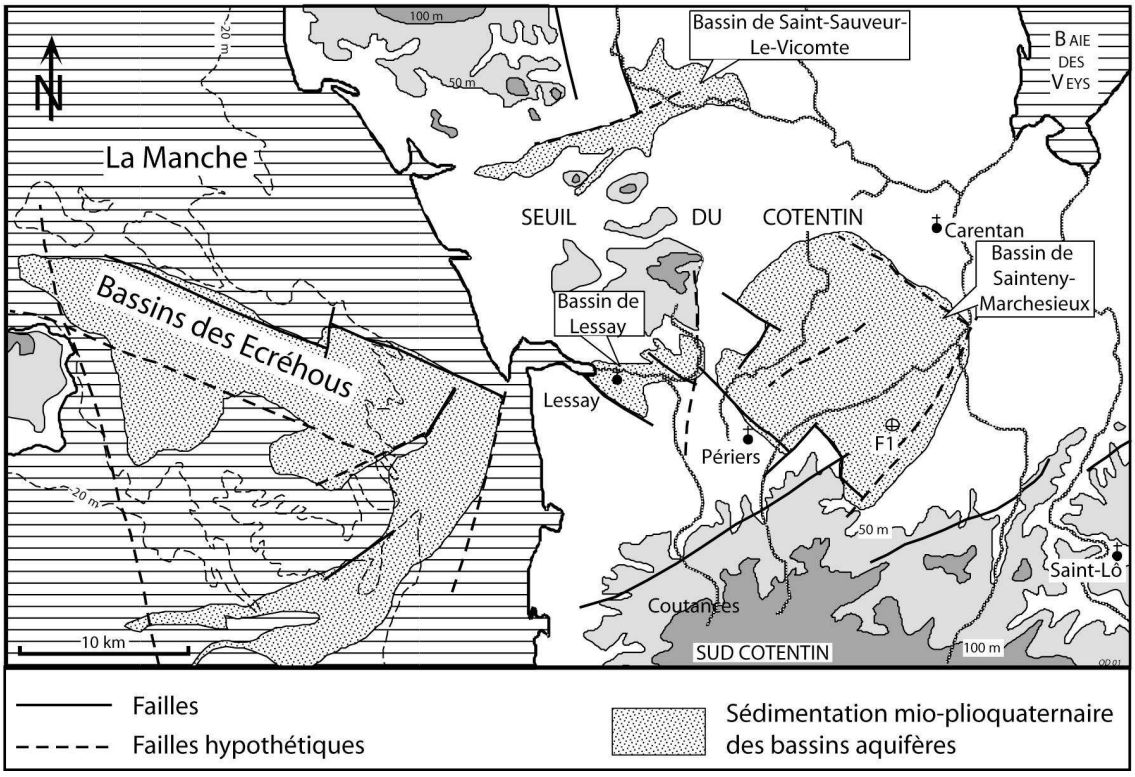


Figure I - 2 : Localisation des principaux bassins sédimentaires du Cotentin, F_1 est un forage exploitant l'aquifère de Sainteny-Marchesieux [d'après Baize, 1998; Baize et al., 1998; Dugué, 2003]

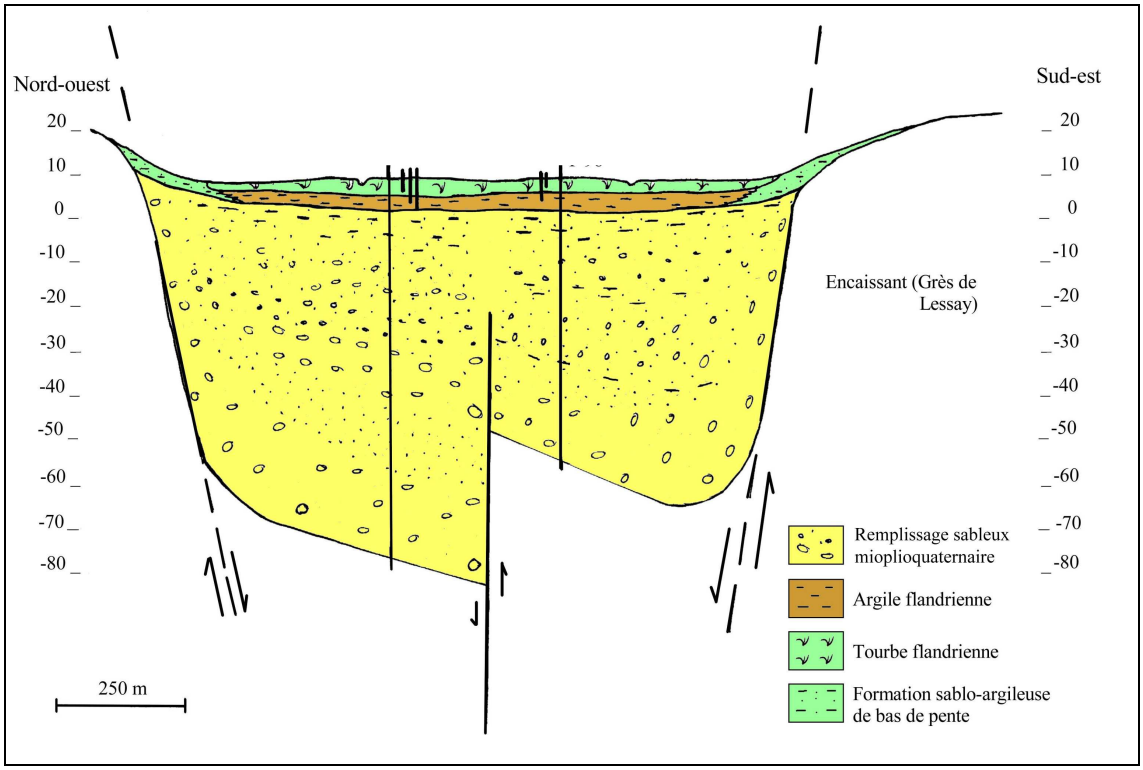


Figure I - 3 : Coupe géologique du l'aquifère de Lessay surmonté d'une couche d'argile et d'une couverture tourbeuse holocène [Tortrat, 2001]

Les tourbières du Cotentin constituent une partie de la couverture holocène recouvrant les bassins sédimentaires au remplissage marin plio-pléistocène (Figure I - 3). De nombreux sondages ont mis en évidence une couche d'argile bleue plastique sous la tourbe [Elhaï, 1963]. Ces argiles caractérisées par diffractométrie aux rayons X sont constituées essentiellement de chlorite et d'illite. Au moment de leur dépôt, la région a l'aspect de grandes rias profondes et larges confluant dans la Baie des Veys [Elhaï, 1963]. La transition entre l'argile bleue et la tourbe dans les forages est franche, ce qui signifie qu'elle s'est mise en place rapidement. Les eaux marines se sont retirées du vaste espace qu'elles occupaient pour céder la place aux eaux douces continentales et permettre ainsi la tourbification.

Plusieurs hypothèses ont été envisagées pour expliquer la présence des tourbières [Elhaï, 1963] :

(1) La configuration des lieux et l'existence de seuils étroits, dont la largeur était proche du kilomètre, a pu faire cesser la pénétration de la mer. Mais, cette hypothèse est insuffisante pour expliquer la présence de toutes les tourbières notamment celles situées au nord de Carentan ou dans la vallée de la Douve.

(2) L'hypothèse d'une régression marine substituant un régime d'eau douce à un régime d'eau salée ou saumâtre est incompatible avec la mise en place d'une tourbière. En effet, le recul de la mer implique un abaissement de l'eau douce, donc des écoulements plus rapides et un arrêt de la tourbification.

(3) Enfin, Elhai [1963] soutient l'hypothèse de la formation d'un cordon dunaire au large fermant l'ouverture de la Baie des Veys. La transgression marine flandrienne (Holocène) est synchrone à la formation de la tourbe mais la mer ne parvient alors que difficilement à envahir cette région à cause de la présence du cordon sableux. La végétation aquatique d'eau douce colonise le milieu, une sédimentation organique (la tourbe) succède alors à la sédimentation minérale saumâtre (les argiles bleues). La poursuite de la transgression marine et le tassement de la tourbe se conjuguent pour maintenir un niveau d'eau proche de la surface et prolonger ainsi la tourbification. L'épaisseur de la tourbe accumulée varie de 3 à 6 m [Bigot, 1935]. L'analyse pollinique date la tourbe de la fin du Sub-Boréal (5350 – 2780 BP) ou du début du Sub-Atlantique (2780 BP – Actuel) [Elhaï, 1963]. Une datation absolue au carbone 14 de gisements de tourbes littorales de Normandie la date à 3000 – 1500 ans BP [Delibrias and Elhaï, 1965].

Une accélération du rythme de la transgression flandrienne ou une destruction du cordon littoral permet ensuite à la mer d'envahir une grande partie du marais dans la région de Carentan [Elhaï, 1963]. Une sédimentation saumâtre argileuse se dépose mais ne recouvre pas l'ensemble des zones de tourbification, seules les parties basses des anciennes vallées qui aboutissaient à l'estuaire des Veys ont été envahies [Bigot, 1935]. Dans la zone amont, les tourbières affleurent.

2. Localisation des sites

Les sites étudiés sont des tourbières herbeuses affleurantes exploitées pour la fauche et la pâture et localisées dans la partie amont de la zone humide (Figure I - 5). Les tourbières dans les marais du Cotentin, notamment les deux sites étudiés, ne sont plus actives exception faite de quelques zones localisées. Des aménagements hydrauliques importants (régulation des cours d'eau, dense réseau de drainage) montrent une forte anthropisation des marais. Cependant les tourbières ont évolué en équilibre avec les activités humaines et ont ainsi préservé une riche biodiversité.

L'objectif de cette étude est de caractériser le fonctionnement hydrochimique des tourbières en relation avec les conditions de flux souterrains. La présence d'aquifères exploités, notamment l'aquifère plio-quaternaire de Sainteny-Marchesieux (forage F_1 - Figure I - 2) permet d'avoir des conditions hydrogéologiques variables dans l'espace. Les deux sites étudiés sont donc localisés à l'aplomb de l'aquifère de Sainteny-Marchesieux, dans la tourbière de la vallée de *La Sèves*, au nord de St-Germain-Sur-Sèves (Figure I - 4 et I - 5) et le long de la rivière *Holerotte*. La présence du forage F_1 (Figure I - 2, Figure I - 7) confère aux deux sites des conditions hydrogéologiques contrastées telles que :

- Le premier site, le site S, est localisé à proximité de la station de pompage, là où l'influence de forage d'exploitation est maximum, il occupe la rive droite et la rive gauche de la rivière *Holerotte*.

- Le second site, le site G, est situé sur la rive gauche de la rivière, à 1.3 km en aval du site S, et est soumis à une moindre influence du puits de pompage, il est ainsi défini comme le site de référence.

Sur les deux sites, coule la rivière *Holerotte* du sud vers le nord. Sur le site S, en amont, elle traverse la zone tourbeuse. On distinguera dans notre étude la rive gauche, côté station de pompage, de la rive droite. Sur le site G, la rivière s'écoule sur la bordure de la tourbière, seule la rive gauche est constituée de tourbe (Figure I - 4).

L'équipement des sites a pu alors débuter dès décembre 2003 et a nécessité 4 mois d'installation.

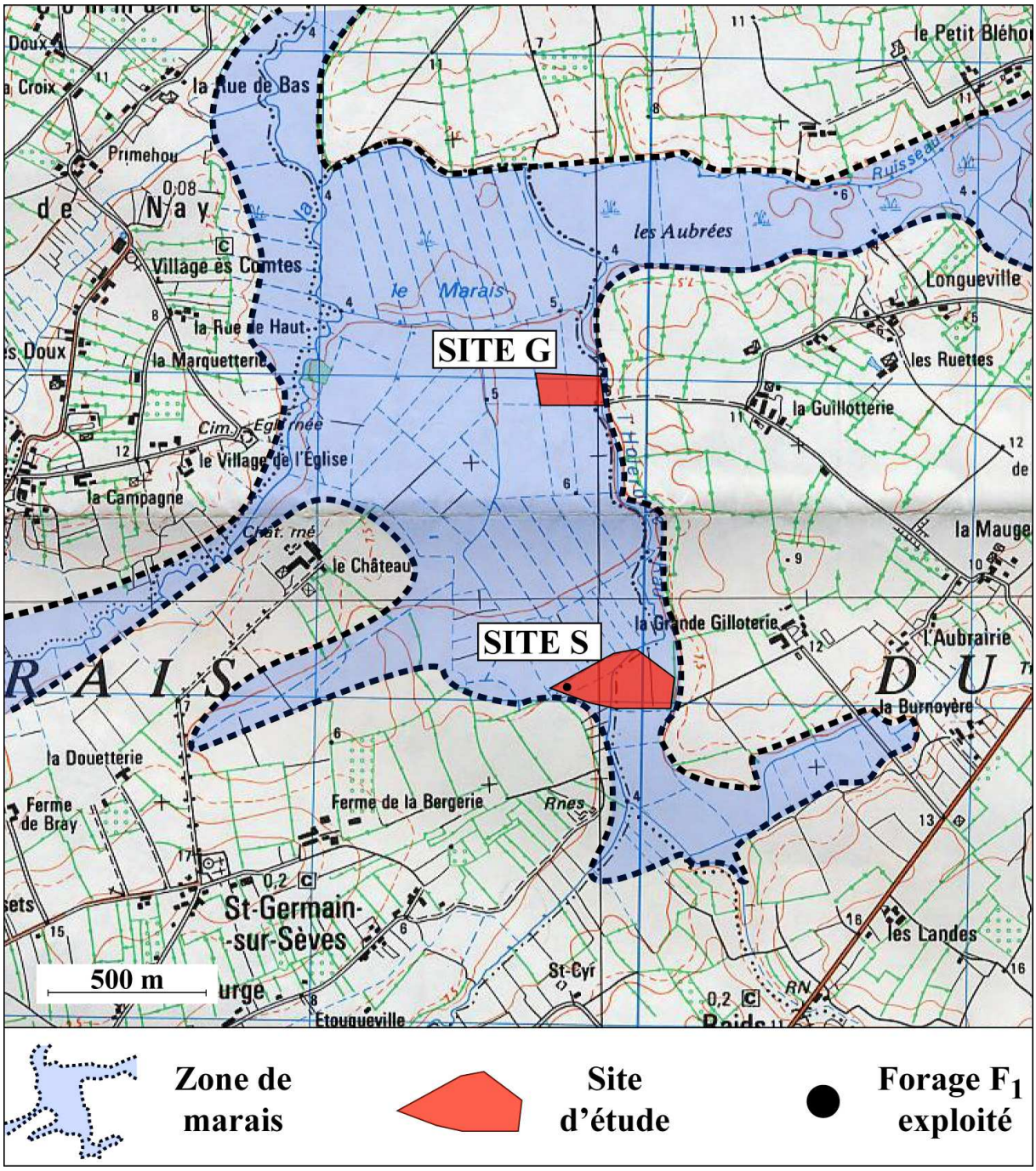


Figure I - 4 : Localisation des sites S et G le long de la rivière *Holerotte*

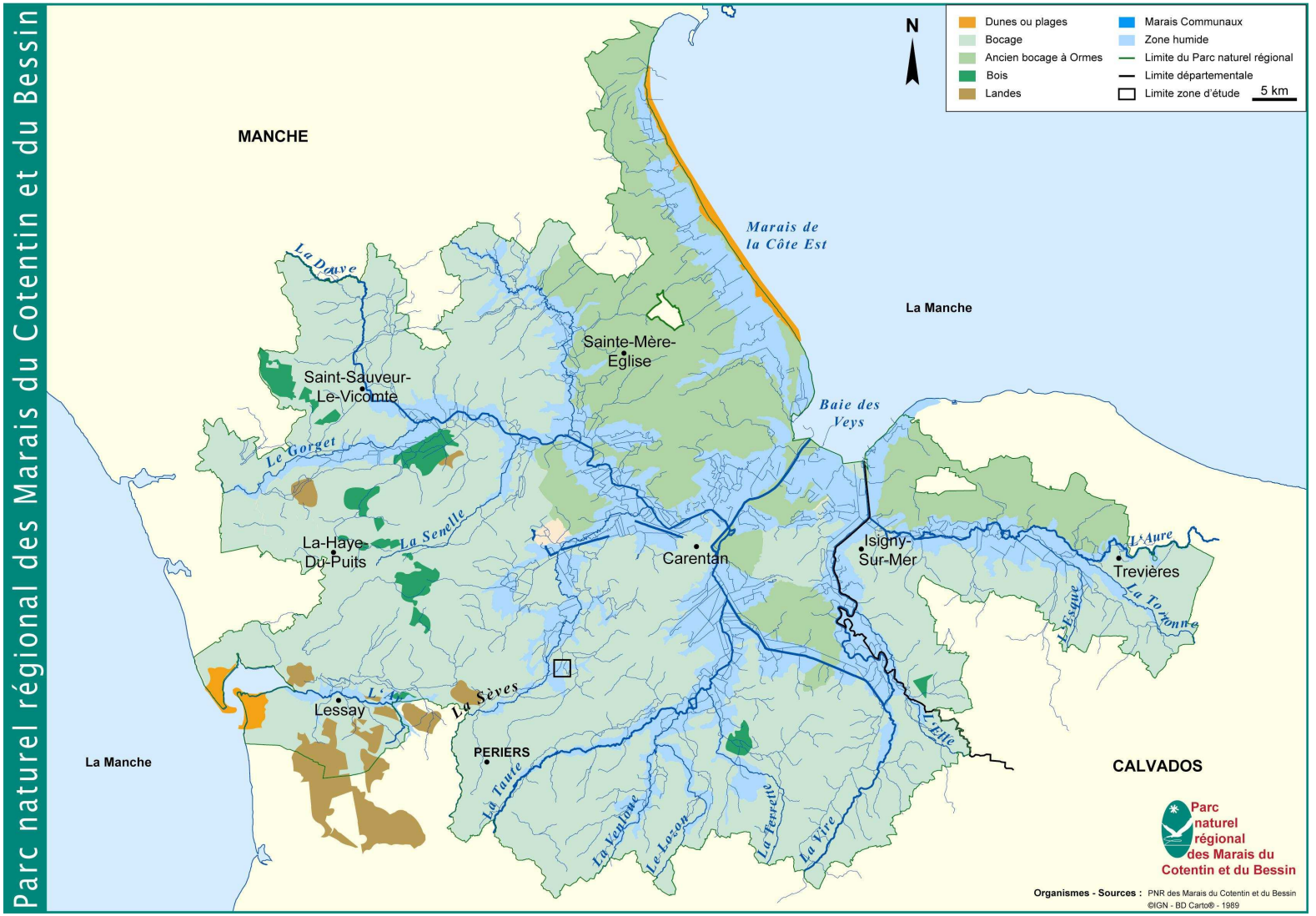


Figure I - 5 : Carte du réseau hydrographique et des paysages des marais du Cotentin et localisation de la zone d'étude (carré noir)

3. Installation des piézomètres

Pour suivre le niveau piézométrique de la nappe de la tourbe, 21 piézomètres (Photo I - 1) ont été installés à la tarière à main : 18 dans la tourbe à des profondeurs variables. Le substratum argileux constitué d'argiles flandriennes a également fait l'objet d'un suivi avec trois piézomètres installés. Les piézomètres sont des tubes PVC de 100 mm de diamètre crépinés à la base (Figure I - 6). La longueur de la zone crépinée dépend de la profondeur à laquelle est implantée le piézomètre et le niveau atteint (Tableau I - 1).

Niveau	Profondeur du piézomètre	Longueur de la zone crépinée
Tourbe	< 2 m	40 cm
Tourbe	> 2 m	60 cm
Argiles	> 2 m	20 cm

Tableau I - 1 : Longueur de la zone crépinée et profondeur des différents piézomètres

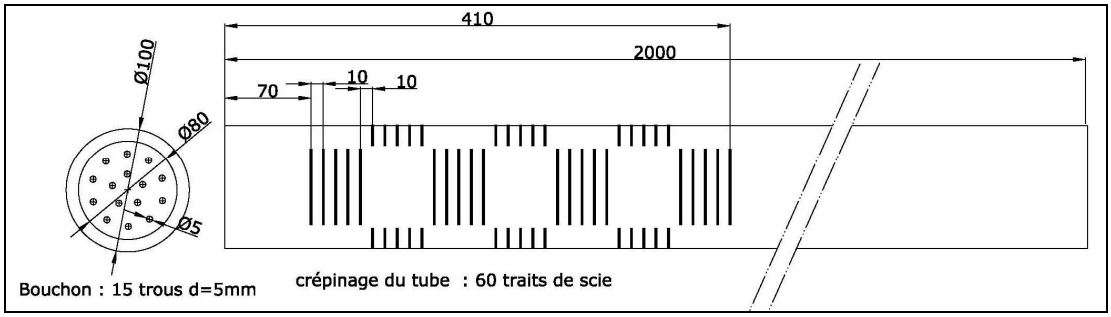


Figure I - 6 : Schéma des crépines sur les piézomètres en PVC et du bouchon installé à la base

Photo I - 1 : Piézomètres en PVC installés dans la tourbe

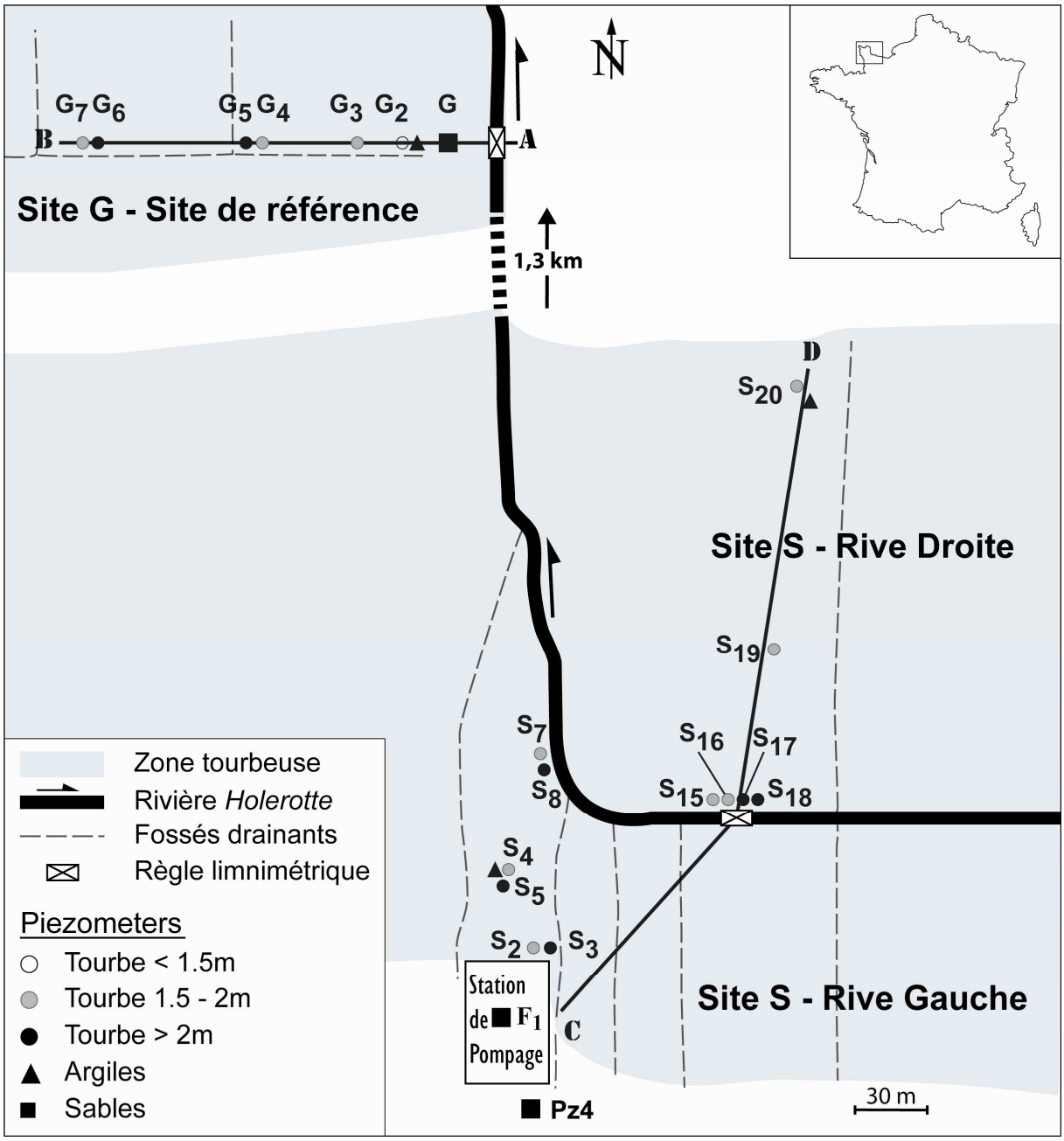


Figure I - 7 : Plan d'implantation des piézomètres dans la tourbe et les argiles, localisation du forage d'exploitation F_1 et des forages d'observations des sables G et Pz4.

Le choix d'implantation des piézomètres répond à plusieurs contraintes et objectifs (Figure I - 7) :

- comprendre les relations entre la nappe de la tourbe et la rivière ;
- identifier les flux au sein de la tourbe à proximité de la station de pompage ;
- respecter les souhaits des exploitants agricoles des parcelles sur lesquelles les piézomètres ont été installés.

Sur le site S en rive droite, 7 piézomètres ont été implantés suivant un transect oblique à la rivière. En rive gauche, 7 piézomètres sont implantés à proximité de la rivière et entre la rivière et la station de pompage. Sur le site G, 7 piézomètres dessinent un transect perpendiculaire à la rivière (Figure I - 7). L'installation de deux règles limnimétriques sur les deux sites a permis de suivre en parallèle le niveau de la rivière (Photo I - 2).

Le haut des piézomètres PVC et les deux règles limnimétriques ont été nivelés au moyen d'un laser rotatif à calage automatique *Leica LLH-491* dont la précision est de ± 1.5 mm à 30 m par rapport à deux points référencés :

- le forage exploité F_1 dont la côte est + 5.24 m NGF sur le site S ;
- le forage d'observation G dont la côte est + 4.10 m NGF.

Photo I - 2 : Règle limnimétrique implantée sur le site S

L'installation des piézomètres nous a permis à plusieurs reprises d'atteindre le substratum argileux et de réaliser deux coupes, une sur chaque site (Figure I - 8 et I - 9). Ces coupes mettent en évidence la forme en cuvette de la tourbe. Les épaisseurs de tourbe les plus importantes ont été observées dans la partie interne de la tourbière. Sur le site G, autour de G_6/G_7 la tourbe a été creusée à plus de 5,20 m sans atteindre le substratum. Sur le site S, en S_4/S_5, le niveau argileux a été atteint à 6 m. Cependant les épaisseurs de tourbe s'amenuisent fortement sur les bordures de la zone humide. Sur le site G, la tourbe est épaisse de 1.60 m et sur le site S à proximité de la station la tourbe n'excède pas 1 m d'épaisseur.

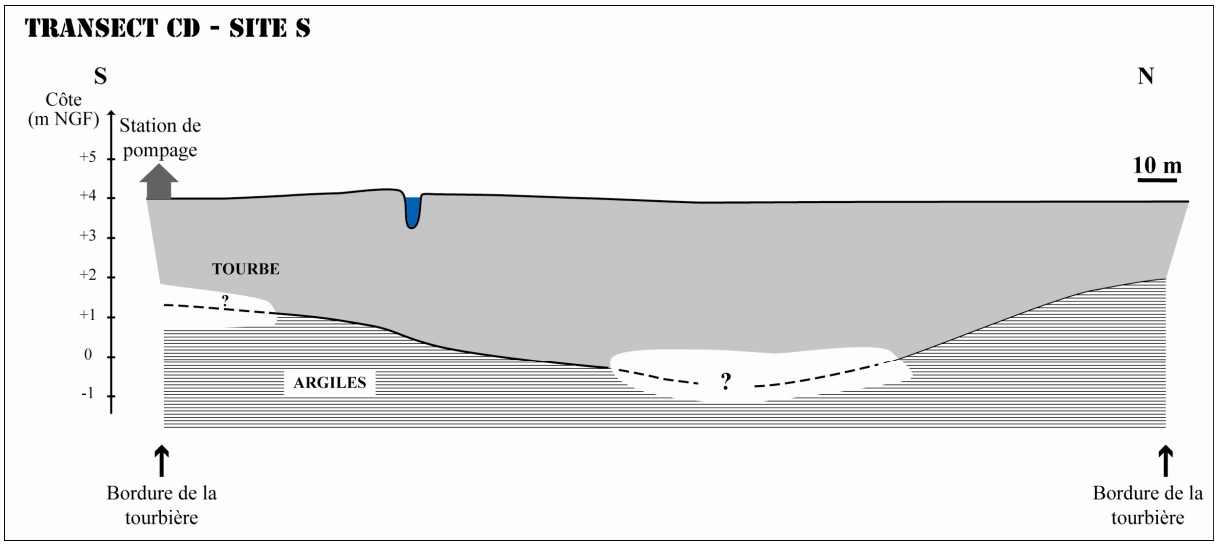


Figure I - 8 : Transect CD du site S

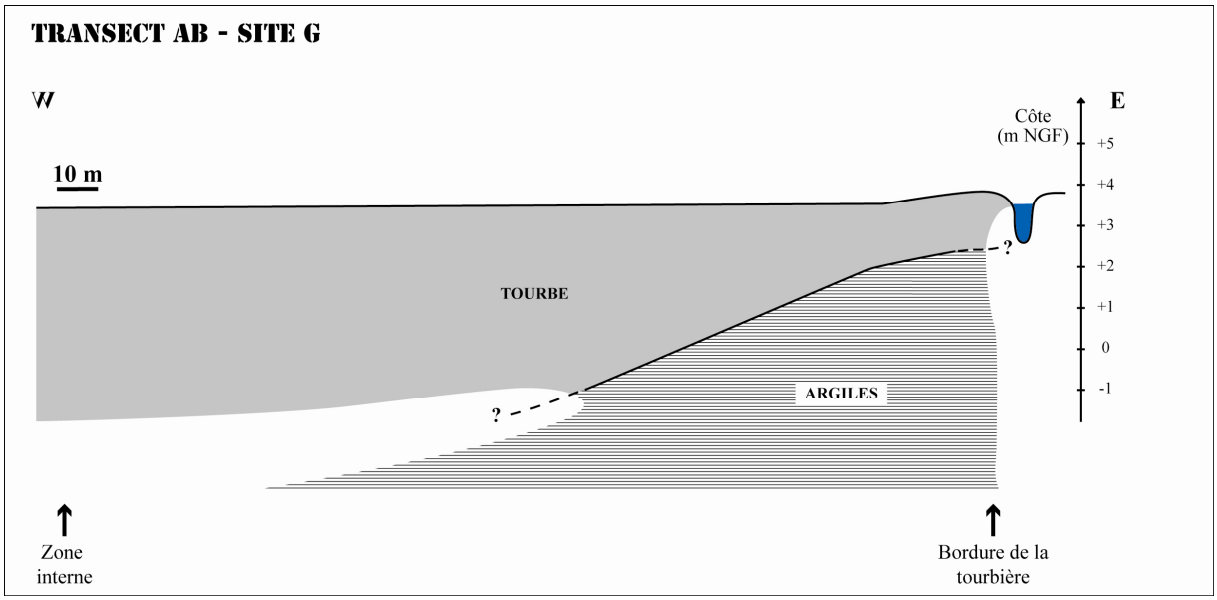


Figure I - 9 : Transect AB sur le site G

4. Etude hydrogéologique

L'équipement des sites, achevé en mars 2003, a permis de débuter dès le mois d'avril l'étude hydrogéologique qui s'est déroulée en deux phases :

La première phase a été **un suivi hydrogéologique** des différentes nappes afin de caractériser les directions d'écoulement en fonction des différentes périodes clefs : Hautes eaux et Basses eaux. Le relevé piézométrique dans la tourbe et dans les argiles s'est fait dans les piézomètres en PVC. La piézométrie des sables a été relevée dans les piézomètres de la DDAF (Direction Départementale de l'Agriculture et des Forêts) : Pz4 sur le site S et le piézomètre/forage d'observation G sur le site G. Les deux règles limnimétriques installées sur les sites ont permis de suivre la rivière. Les relevés piézométriques ont eu lieu tous les 15

jours la première année et toutes les 3 ou 4 semaines la seconde année. Pour compléter le suivi manuel, un dispositif d'acquisition en continu a été installé sur le site S pour suivre le niveau de la rivière et de la nappe de la tourbe. Il se compose de 6 transmetteurs de pressions absolues immergeables (0 – 2 bar) Keller, 5 sont installés dans les piézomètres de la tourbe (S_2, S_4, S_8, S_{16} et S_{20}) et un sur la rivière. Une sonde de pression absolue mesure la pression atmosphérique. L'ensemble est relié à des boîtiers d'acquisition Paratronic 1 ou 3 voies qui ont été programmés pour enregistrer une valeur toutes les dix minutes. Le couple capteur – boîtier convertit 20 m d'eau en 3000 points ce qui nous donne une résolution de 6 mm. La nappe des sables est également suivie en continu par la DDAF et la disponibilité des données a permis d'avoir un suivi de la nappe des sables de 1993 jusqu'à notre étude.

La deuxième phase a été **une caractérisation de la perméabilité de la tourbe** afin de quantifier les flux souterrains [Guihot, 2004]. La méthode de Hvorslev a été utilisée [Hvorslev, 1951]. Elle consiste à réaliser un "slug-test" ou "choc hydraulique" en vidant rapidement le piézomètre et en mesurant la vitesse de remontée de la surface libre. Les mesures ont été réalisées en été (juillet – août 2004), pour que la remontée de la surface libre ne soit due qu'à la circulation souterraine et non pas une recharge par les précipitations. La faible perméabilité de la tourbe nécessitait un suivi sur plusieurs jours voire plus d'une semaine pour que la remontée de la surface libre soit suffisante. Pour cette raison, les capteurs de pression ont été utilisés pour suivre la remontée de la surface libre. Les mesures ont été effectuées toutes les minutes. Tous les piézomètres de la tourbe et ceux des argiles ont ainsi été caractérisés.

5. Etude pédologique

Afin d'apprécier la qualité du matériau tourbeux sur les différents sites, une caractérisation pédologique de la tourbe a été réalisée le 27 octobre 2005, par temps ensoleillé, en fin de période de basses eaux. Trois profils ont été effectués à l'aide d'une tarière à main :

- le premier sur le site S en rive gauche à proximité de la rivière,
- les deux suivants sur le site G, l'un à proximité de la rivière, l'autre à l'intérieur de la tourbière.

Plusieurs critères sont utilisés pour décrire les profils pédologiques des histosols (sols organiques) [Laplace-Dolonde, 2001] : l'odeur, la couleur, la compacité du matériau (mou, compact, cohérent, etc.), la texture saprique (– 10 % de fibres), mésique (10 – 40 % de fibres) ou fibrique (+ 40 % de fibres), l'organisation et la nature des fibres et des macrorestes, la

présence d'une fraction minérale, le niveau d'eau dans le sol et le test de Von Post [Von Post, 1924 *in* Clymo, 1983].

Le test de Von Post permet d'évaluer un degré de décomposition (H_1 à H_9) de la tourbe sur le terrain. Il s'effectue par pression manuelle d'un échantillon. La couleur de la solution s'échappant à travers les doigts, la nature des fibres et la proportion de l'échantillon original restant dans la paume de la main sont caractérisées. L'échelle de Von Post varie de H_1 où le matériau est peu ou pas décomposé, l'eau est claire et la structure des plantes n'est pas altérée à H_{10} où le matériau est complètement décomposé, la structure des plantes n'est plus reconnaissable et toute la tourbe s'échappe entre les doigts (Tableau I - 2).

Degré de décomposition	**Description**	**Proportion de dy***	**Structure des plantes**	**Nature du fluide**	**Solution de tourbe s'échappant**	**Tourbe restant dans la main**	
						Consistance	**Couleur**
H_1	non dégradé	aucune		incolore, clair			
H_2	virtuellement non dégradé	aucune		brun-jaune, clair			
H_3	peu dégradé	petite		sensiblement turbide	aucune		
H_4	faiblement dégradé	modeste		très turbide		un peu bourbeux	
H_5	relativement dégradé, structure distincte	moyenne	structure claire	fortement turbide	peu	très bourbeux	
H_6	relativement dégradé, structure moins distincte	moyenne	structure encore mais indistincte		plus d'1/3	très bourbeux	
H_7	relativement bien dégradé	importante	structure indistincte mais encore reconnaissable		environ 1/2	aspect grumeleux	très noire
H_8	bien dégradé	très importante	vague		2/3	seulement de la matière organique fibreuse et des restes de racines	
H_9	quasiment complètement dégradé	considérable	quasiment indistincte		la quasi-totalité	homogène	
H_{10}	complètement dégradé	totale	plus du tout distincte		la totalité	aspect de bouillie	

Le terme **dy introduit par Von Post n'a pas d'équivalent, il correspond à la matière "humique" amorphe (colloïdes) brun noir où toute trace de la structure macroscopique des plantes a disparu.*

Tableau I - 2 : Degré de décomposition de la tourbe de l'échelle de Von Post [Clymo, 1983]

5.1 Site S – Bordure de rivière

Sur le site S, le profil (Figure I - 10) a été réalisé à proximité de la rivière, à 1 m de S_7-S_8 vers l'intérieur de la parcelle. La nappe de la tourbe est profonde, environ 70 cm sous la surface du sol.

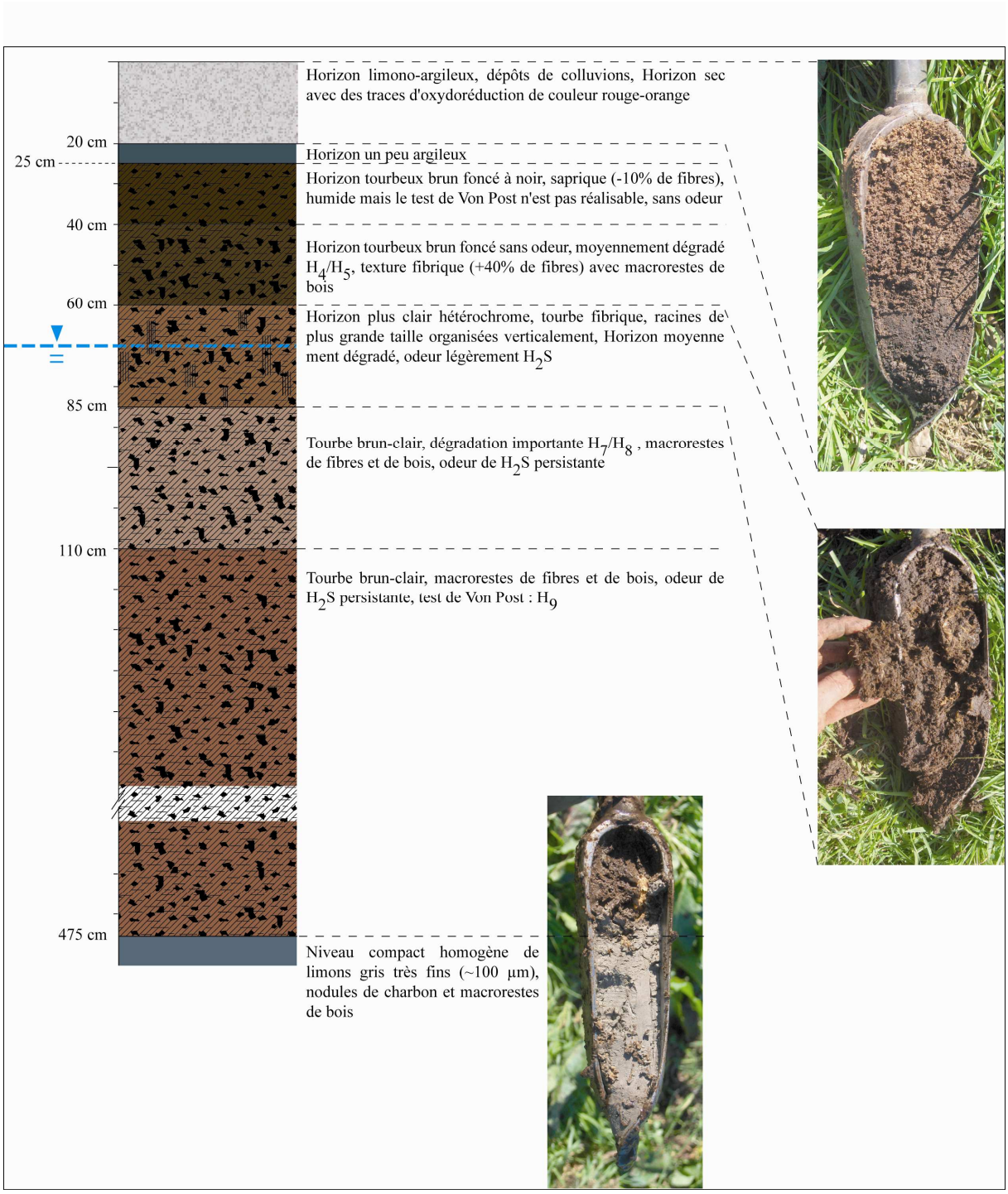


Figure I - 10 : Profil pédologique réalisé sur le site S, à proximité de la rivière

Sur ce site, la tourbe n'affleure pas directement, elle apparaît à 25 cm de profondeur. L'horizon supérieur, entre 0 et 20 cm, est limono-argileux, ces dépôts correspondent à des colluvions provenant des versants. Cet horizon est sec avec des traces d'hydromorphie et indique que le milieu a été saturé suffisamment longtemps pour que le fer soit réduit puis réoxydé. Il est situé au dessus d'un niveau plus argileux constituant une limite moins perméable (20-25 cm). Une nappe de subsurface probablement saisonnière existe à la faveur

de ce niveau qui limite les transferts verticaux vers la tourbe sous jacente. Jusqu'à 40 cm, la teneur en eau est insuffisante pour réaliser le test de Von Post ce qui indique un état de désaturation avancé de la tourbe. L'aspect de la tourbe indique des conditions de désaturation fréquente. Le taux de fibres et le degré de décomposition de la tourbe augmentent avec la profondeur. On passe d'une structure saprique à 25 cm à fibrique à 40 cm. Le degré de décomposition de Von Post est H_4/H_5 à 40-50 cm, H_7/H_8 à 80-90 cm et H_9 au-delà de 110-120 cm. A partir de 60 cm, on perçoit une faible odeur de H_2S qui persiste jusqu'à la base du profil à 475 cm. Cette odeur caractérise des eaux stagnantes et des conditions réductrices. La base de la tourbe, à 475 cm, est un niveau compact homogène de limons gris très fins. La couche d'argile décrite comme le substratum de la tourbe dans la région n'est pas présente ou n'a pas été atteinte.

5.2 Site G – Intérieur de marais

Sur le site de référence G situé à environ 1.3 km en aval de la station de pompage, le profil pédologique (Figure I - 11) a été réalisé à proximité de G_6/G_7 à environ 60 m de la rivière. La nappe de la tourbe reste relativement profonde environ 55 cm sous le niveau du sol.

L'histosol de couleur brun foncé apparaît dès les premiers centimètres. Sa texture est grumeleuse avec la présence de lombrics. La teneur en fibres s'accroît avec la profondeur avec une structure saprique entre 0 et 25 cm, mésique entre 25 et 50 cm et fibrique au-delà de 50 cm. La tourbe est très sèche dans l'horizon supérieur avec la présence de fentes de dessiccation en surface sur le sol quasiment nu. Les fentes font environ 5 cm de profondeur avec des lèvres écartées de 1 cm environ à la surface et irrégulières en raison d'une structure grumeleuse.

L'horizon s'humidifie à partir de 35 cm mais on ne peut réaliser le test de Von Post avant 40 cm de profondeur. La surface libre est atteinte à 55 cm cependant dans la zone saturée, on observe des niveaux plus liquides notamment vers 180-200 cm, mettant ainsi en avant, des zones de circulations latérales préférentielles dans la tourbe. L'absence d'odeur, notée ici, est caractéristique des tourbières à bois mais également d'un renouvellement des eaux souterraines ce qui contraste fortement avec l'odeur soufrée des horizons ayant des eaux stagnantes et des conditions réductrices. Le degré de décomposition est de H_4/H_5 et croit avec la profondeur, H_6 entre 50 et 65 cm, H_7/H_8 entre 65 et 120 cm, H_9 au-delà de 120 cm où la tourbe est très fortement dégradée. Le substratum de la tourbe n'a pas été atteint et traduit une épaisseur de tourbe supérieure à 5.20 m (Figure I - 9).

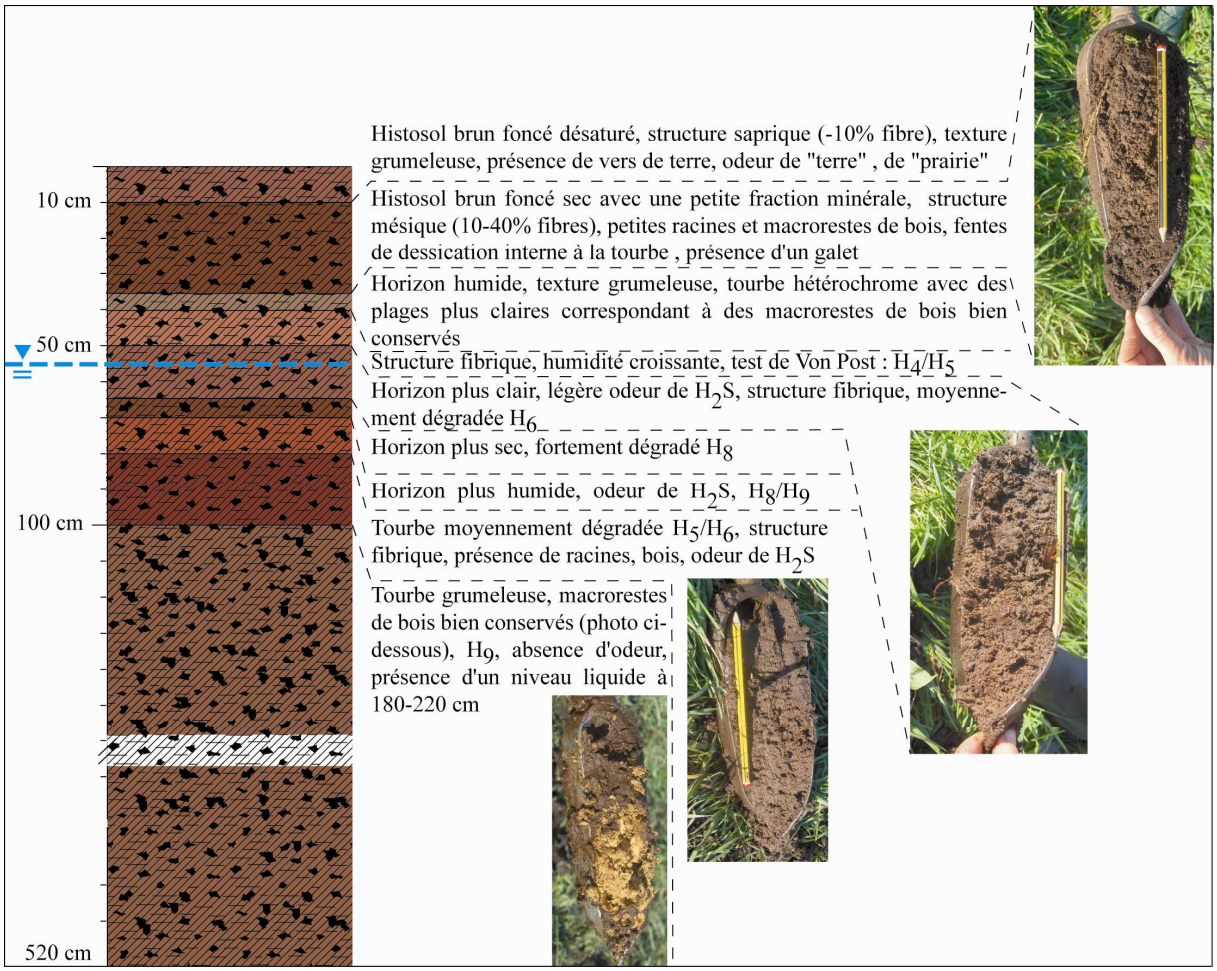


Figure I - 11 : Profil pédologique réalisé sur le site G dans la zone interne de la tourbière

5.3 Site G – Proximité de la rivière

Le profil pédologique (Figure I - 12) réalisé à proximité de la rivière sur le site G, en bordure de tourbière est significativement différent. La nappe de la tourbe est relativement profonde environ 90 cm sous la surface du sol. L'horizon supérieur est un mélange organo-minéral de couleur brune avec une texture grumeleuse. On y observe des nodules d'argiles et de sables bien triés ainsi que des traces d'hydromorphie. Entre 20 et 30 cm, de la tourbe, des graviers et des sables sont mélangés. Cet horizon limono-argilo-organique constitue un sol paratourbeux résultant d'un remaniement anthropique.

Plus en profondeur (60 cm), la tourbe est plus homogène, la fraction minérale s'amenuise et le taux d'humidité s'accroît. Le niveau est sec entre 60 et 70 cm, la tourbe devient collante entre 80 et 90 cm, elle est souple et modelable entre 90 et 100 cm de profondeur, juste au dessous de la surface libre. L'histosol est relativement peu épais et se termine à 110 cm par la présence d'un horizon limono-argilo-sableux épais de 30 cm reposant sur une couche d'argile bleue homogène. Cet horizon limono-argilo-sableux a été observé sur

le site S, mais la profondeur du profil n'a pas permis de la traverser pour arriver à la couche d'argiles. Dans tout le profil on observe une fraction minérale, des limons sont mélangés à la tourbe et indiquent des dépôts de colluvions et d'alluvions ainsi qu'un important remaniement anthropique.

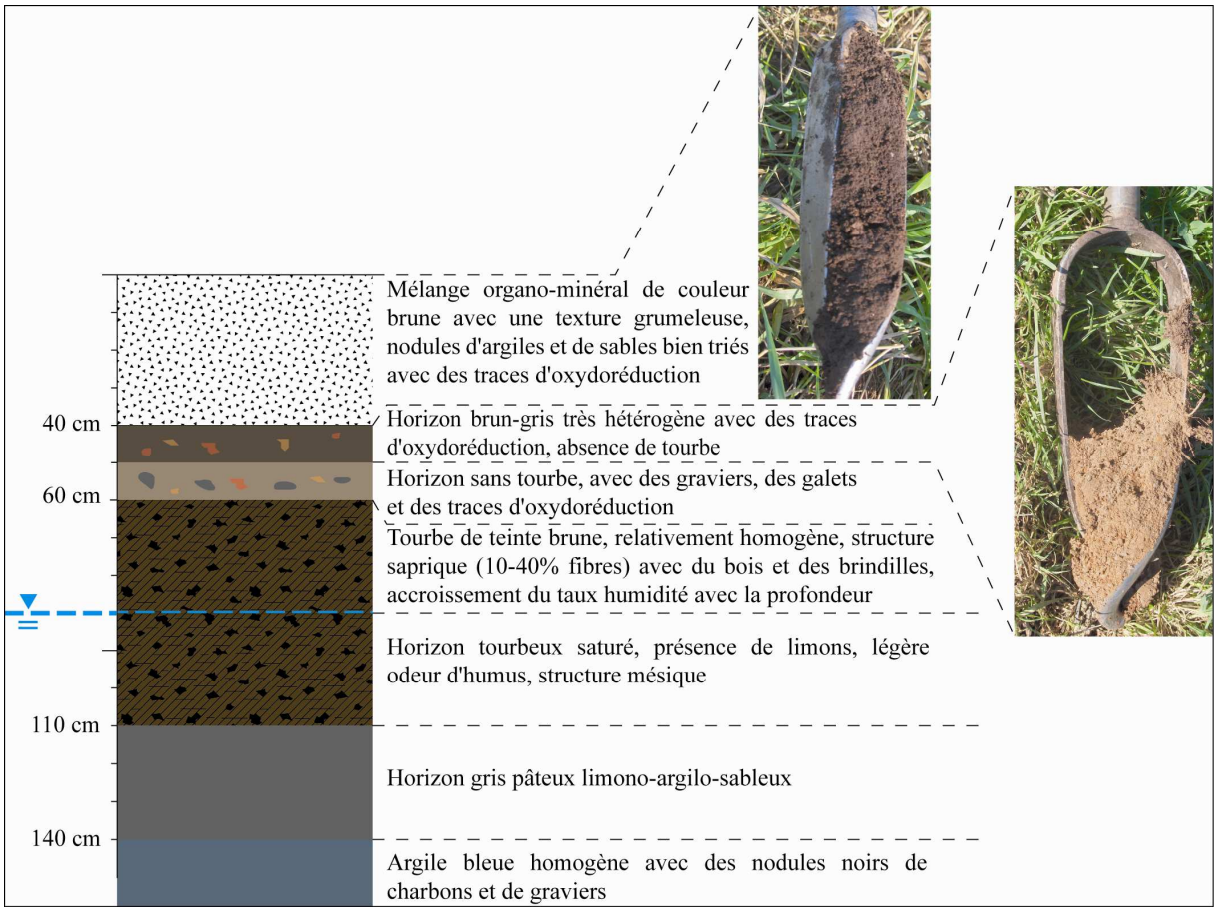


Figure I - 12 : Profil pédologique réalisé sur le site G à proximité de la rivière, sur la bordure de la zone humide

Les trois profils ont un horizon supérieur très sec traduisant un assèchement important de la tourbe pouvant atteindre 40 cm. Ceci est dû à la profondeur importante de la nappe qui se situe entre 55 et 90 cm de profondeur. Le maintien et la croissance d'une tourbière dépendent essentiellement de ses caractéristiques hydrologiques notamment de la profondeur de la surface libre et de la durée et de la fréquence des périodes de submersion [Laplace-Dolonde, 1994]. Dans un milieu non perturbé, le régime hydrique est dit aquique et correspond à un milieu saturé plus de six mois par an avec un niveau piézométrique supérieur à – 30/ – 40 cm. Lorsque le milieu présente une désaturation ponctuelle et éphémère, le régime hydrique est dit pseudo-aquique. Le niveau minimum de saturation décrit par Laplace-Dolonde [1994] est de 80 cm sous le niveau du sol. Lorsque le niveau piézométrique descend en dessous de cette limite, l'abaissement du niveau de la nappe est tel qu'elle est incapable de

resaturer les niveaux supérieurs. Les conditions de stress hydrique imposé au matériau tourbeux sont à l'origine d'une réorganisation du matériel qui limite sa capacité de réhumectation. A partir de ce bilan, on définit une limite « critique » à 80 cm de profondeur sous le niveau du sol en dessous de laquelle la tourbière est menacée du point de vue des conditions hydriques. Sur le site S, la surface libre est très proche de cette limite, sur le site G à proximité de la rivière, le niveau de la surface libre a atteint cette limite alors que sur le site G - zone interne, la nappe est profonde mais n'a pas atteint cette côte.

Le profil interne réalisé sur le site G caractérise le site non perturbé. La désaturation majeure du haut du profil est liée à la période de réalisation des profils pédologiques, en fin de période de basses eaux, mais on n'y observe pas de traces d'hydromorphie. Le point important observé est la présence d´horizons réducteurs à des profondeurs variables caractérisés par une odeur d'H_2S alternant avec des horizons sans odeur et une consistance plus liquide traduisant une circulation latérale. Cette différence entre les horizons traduit une certaine hétérogénéité du matériau tourbeux en fonction de la profondeur, en termes de conditions chimiques (plus ou moins réductrices) et de conductivité hydraulique de la tourbe (plus ou moins importante). Sur le site G, à proximité de la rivière, le profil pédologique est très différent. La présence de galets, de limons et de sables mélangés à la tourbe indiquent un remaniement anthropique, une forte hétérogénéité du matériau et une fraction minérale importante.

Sur le site S, des traces d'oxydoréduction sont également présentes. Elles n'ont pas été observées sur le site G dans la zone interne. Les zones "proximité de rivière – site G" et "proximité de rivière – site S" sont soumises à des cycles de désaturation et resaturation importants. Sur le site S, il n'y a pas d'histosol affleurant, celui-ci est recouvert par un niveau plus argileux favorisant l'existence d'une nappe de subsurface temporaire et limitant les transferts verticaux.

6. Caractérisation du solide : la tourbe

La caractérisation de la tourbe solide s'est faite selon deux approches :

Attaque totale. Trois échantillons de tourbe solide prélevés sur le site S (Tableau I - 3) ont été attaqués avec de l'acide nitrique *sub-boiling* 14N. Après évaporation à sec, ils sont repris dans de l'eau oxygénée afin d'éliminer la matière organique. L'attaque à l'acide nitrique *sub-boiling* 14N est renouvelée par deux fois et suivie d'un traitement à l'acide fluorhydrique pour attaquer les minéraux silicatés. Après une dernière attaque à l'acide nitrique 14N, ils sont repris dans HNO_3 0.37N en vue d'être analysés par ICP-MS.

Echantillon	Localisation
TOURB-CA-1	Site S, rive droite, à proximité de la rivière (S_{15}), tourbe, profondeur = 2m
TOURB-CA-1	Site S, rive droite, éloigné de la rivière (S_{20}), tourbe plus fibreuse, profondeur = 4m
TOURB-CA-3	Site S, rive droite, à proximité de la rivière (S_{15}), transition tourbe-argile, profondeur = 4 m

Tableau I - 3 : Nomenclature des échantillons de tourbe solide analysés par ICP-MS

	TOURB-CA-1		TOURB-CA-2		TOURB-CA-3	
	Moy	**σ**	**Moy**	**σ**	**Moy**	**σ**
Na	**1881**	42	**1193**	5	**6257**	221
Mg	**1959**	6	**1295**	25	**1513**	46
Al	**24159**	67	**13070**	267	**30779**	899
K	**5005**	45	**2839**	8	**11142**	208
Ca	**14150**	41	**11793**	20	**4850**	47
V	**35.45**	0.38	**22.48**	0.02	**31.00**	0.09
Cr	**34.21**	0.00	**20.03**		**40.24**	2.10
Mn	**564.7**	0.7	**421.2**	3.0	**175.9**	0.2
Fe	**11688**	40	**13286**	55	**7986**	2433
Cu	**12.21**	0.08	**13.34**	0.14	**6.24**	0.13
Zn	**56.27**	1.02	**88.71**	1.61	**19.59**	0.38
Rb	**30.47**	0.03	**15.86**	0.02	**42.20**	0.20
Sr	**79.89**	0.41	**70.01**	0.32	**70.46**	0.78
Cd	**0.3327**	0.0059	**0.7277**	0.0108	**0.4145**	0.0077
Ba	**164.0**	0.5	**126.9**	1.0	**294.2**	2.4
La	**14.79**	0.03	**12.43**	0.46	**25.87**	0.41
Ce	**29.91**	0.16	**28.35**	0.87	**54.53**	1.04
Pr	**3.663**	0.014	**3.330**	0.092	**6.382**	0.132
Nd	**14.25**	0.00	**13.19**	0.42	**24.07**	0.47
Sm	**2.878**	0.017	**2.780**	0.085	**4.669**	0.122
Eu	**0.5943**	0.0004	**0.5825**	0.0081	**0.8640**	0.0288
Gd	**2.5158**	0.0152	**2.5081**	0.0677	**3.7676**	0.1150
Tb	**0.3776**	0.0028	**0.3664**	0.0072	**0.5499**	0.0225
Dy	**2.1879**	0.0067	**2.0922**	0.0211	**3.1123**	0.2099
Ho	**0.4299**	0.0009	**0.4039**	0.0007	**0.5952**	0.0288
Er	**1.2315**	0.0013	**1.1553**	0.0130	**1.7263**	0.0944
Tm	**0.1727**	0.0004	**0.1594**	0.0041	**0.2460**	0.0102
Yb	**1.1433**	0.0160	**1.0111**	0.0062	**1.6645**	0.1004
Lu	**0.1674**	0.0004	**0.1464**	0.0010	**0.2471**	0.0100
Pb	**11.566**	0.061	**5.767**	0.070	**9.276**	0.115
Th	**4.2548**	0.0575	**2.5153**	0.1579	**6.4166**	0.2212
U	**1.3362**	0.0088	**0.9181**	0.0177	**2.0206**	0.0693

Tableau I - 4 : Résultats des analyses (mg.kg^{-1} de matière sèche) par ICP-MS des échantillons de tourbe solide, la moyenne et l'écart type sont calculés sur deux replicats

Tourbières		Na	K	Mg	Ca	Fe	%C	%N	%S	C/N	Référence
Tourbière de Tillingbourne, Surrey, Angleterre								2.33	0.87		Brown [1985]
Tourbière minérotrophe (prof. 40 cm) de Black Spurce, Alberta, Canada							41.5	1.3		31.9	Hogg et al [1992]
Transect EW de tourbières canadiennes	*Est-Québec*	200-300	80-800	900-2700	1700-4200						Wind-Mulder et al. [1996]
	Centre-Québec	50-400	50-800	200-400	800-1200						
	Alberta	100-800	100-400	700-1200	5600-8200						
Etang de la Gruère, tourbière minérotrophe, Jura, Suisse		125	487	314	3750	1920			0.16		Steinmann and Shotyk [1997b]
Tourbière ombrotrophe de Genevez, Jura, Suisse		127	392	170	879	497			0.14		
Tourbière herbacée de Baupte, Cotentin, France		221	63	1701	16492	47	1.10		43		Laplance-Dolonde and Bouillon-Launay [2000]
Tourbière de Bad a Cheo, Nord-Ecosse	*Zone humide*						43.3	1.90	0.35	22.8	Chapman and Davidson [2001]
	Zone sèche						46.8	1.60	0.29	23.8	
Tourbière de Glensaugh, Montagnes de Grampian, Ecosse	*Zone humide*						46.0	1.46	0.39	31.5	
	Zone sèche						46.0	1.47	0.28	31.3	
Tourbière de la Sangsurière, Cotentin, France		209	238	216	5705		48.9	2.07		24.1	Laplace-Dolonde [2003]
Tourbière ombrotrophe, Sierra Del Buio, Espagne							54	1.7		31.8	Gondar et al. [2005]

Tableau I - 5 : Teneurs (%) en C, N, S, rapport C/N et concentrations (ppm) en Na, Mg, K, Ca, Fe de tourbe

La fraction minérale est plus importante dans l'échantillon TOURB-CA-3 car l'échantillon a été prélevé à proximité du niveau argileux. Les spectres des Terres Rares de la tourbe (Figure I - 13) sont normalisées par rapport à l'UCC – Upper Continental Crust [Taylor and McLennan, 1985].

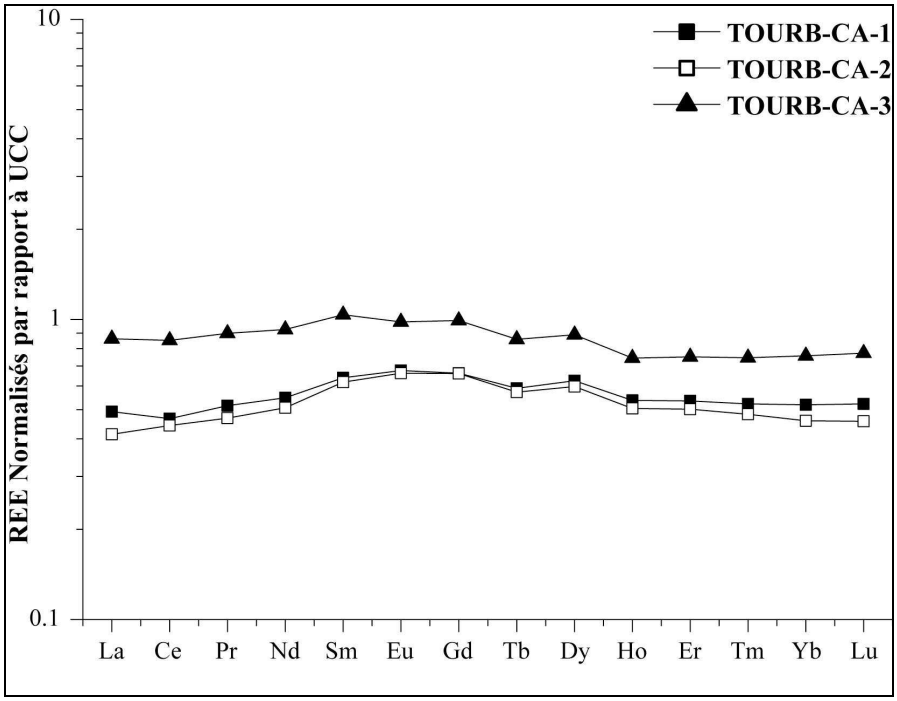


Figure I - 13 : Spectre des Terres Rares de la tourbe solide

Les concentrations en cations majeurs (Na, K, Mg, Ca) dans les échantillons de tourbe du Cotentin sont particulièrement élevées par rapport aux valeurs de la littérature (Tableau I - 5) et semblent indiquer une forte minéralisation de la tourbe.

Analyse C, N, S, O du solide. Les analyses des teneurs en C, N, S et O ont été réalisées au Laboratoire d'Analyse des Roches et des Minéraux du CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) à Vandoeuvre-Lès-Nancy. Les analyses ont été réalisées avec un Doseur Carbone-Soufre LECO SC144 DRPC. La limite de détection est de l'ordre de 0.01 % et l'incertitude varie en fonction de la fraction contenue dans l'échantillon (Tableau I - 6).

	> 20 %	**> 1 %**	**> 0.5 %**	**> 0.1 %**
$CO_{2\ Total}$	< 1 %	< 2 %		< 0.4 %
$CO_{2\ Org}$			< 5 %	< 15 %
S_{Total}			< 2 %	< 6 %

Tableau I - 6 : Incertitudes des mesures du C et du S sur le doseur C-S LECO SC144 DRPC

L'échantillon organique est oxydé à haute température (1800°C) en présence d'un catalyseur et sous oxygène. Les gaz issus de cette combustion (CO_2, N_2, H_2O, SO_2) sont séparés sur une colonne chromatographique de type Porapack QS. Après détection et amplification du signal, les concentrations mesurées permettent d'avoir une quantification du C, N, S et O de l'échantillon. Huit échantillons avec deux ou trois replicats ont été analysés (Tableau I - 7).

			%N		%C		%S		%O		C/N
Site	**Echantillon**	**Localisation**	**Moy**	**σ**	**Moy**	**σ**	**Moy**	**σ**	**Moy**	**σ**	**Moy**
SITE G	**TOURB-G-1**	Zone interne de la tourbière (~100 m de la rivière) tourbe noire peu décomposée, non saturé, prof. 50 cm	2.56	0.18	40.15	3.08	0.49	0.09	27.61	2.37	15.7
	TOURB-G-2	A proximité de la rivière (~3 m), dans la zone de remblais, non saturé, prof. 30 cm	0.36	0.02	3.77	0.15	ND		4.43	0.11	10.4
	TOURB-G-3	A proximité de la rivière (~3 m), dans la zone de remblais, non saturé, prof. 60 cm	1.47	0.08	19.21	0.99	ND		15.44	1.15	13.1
	TOURB-G-4	A proximité de la rivière (~40 m), à proximité de G2, non saturé, prof. 40 cm	1.87	0.04	24.70	1.54	ND		19.43	0.55	13.2
SITE S RIVE GAUCHE	**TOURB-SRG-1**	A proximité de la rivière (~quelques mètres), prof. 60 – 65 cm, dans la zone saturée	1.87	0.04	26.61	1.18	0.26	0.02	18.92	0.15	14.3
	TOURB-SRG-2	Eloigné de la rivière, près de S2-S3, prof. 30 – 40 cm, zone non saturée	2.33	0.04	32.88	0.78	0.49	0.01	22.07	0.32	14.0
SITE S RIVE DROITE	**TOURB-SRD-1**	Près de la rivière (quelques mètres), prof. 50 cm, zone non saturée	2.21	0.11	44.91	1.74	1.04	0.03	31.76	0.56	20.3
	TOURB-SRD-2	Eloigné de la rivière, à proximité de S20, prof. 30 – 40 cm, zone saturée	2.21	0.18	31.33	2.60	0.28	0.06	21.04	1.61	14.0

Tableau I - 7 : Pourcentages de C, N, S, O (Moy. et écart-type σ de 2 ou 3 réplicats) et rapport C/N des échantillons solides de tourbe

Le rapport C/N est un indicateur du taux de minéralisation de la matière organique et donc de l'état de décomposition de la tourbe [Taylor et al., 1989]. Il diminue avec le taux de dégradation de la matière organique [Curtis et al., 1990; Kuhri and Vitt, 1996; Rückauf et al., 2004]. L'humification dans les tourbières est fortement ralentie par la saturation du milieu, l'acidité pour les tourbières acides et les faibles teneurs en nutriments (en particulier le phosphore). Le rapport C/N est donc très élevé dans les tourbières (Tableau I - 5). Les tourbes acides oligotrophes où s'accumulent des eaux pauvres en calcium ont un rapport de C/N de l'ordre de 40. Les tourbières calciques développées sur des substrats calcaires ont un pH

neutre ou légèrement alcalins avec un rapport C/N inférieur à 30. Quand le rapport C/N est supérieur à 25, la minéralisation est lente et ne fournit qu'une faible quantité d'azote minéral. Lorsque ce rapport diminue, la vitesse de minéralisation s'accroit, elle atteint un maximum quand C/N = 10 [Curtis et al., 1990].

Les rapports C/N mesurés dans la tourbe sont faibles (Tableau I - 7), ils ne dépassent pas 20. Ils indiquent une minéralisation importante de la tourbe. Le site G à proximité de la rivière affiche le plus faible rapport C/N et donc une minéralisation avancée de la tourbe avec des valeurs particulièrement faibles en carbone.

Les pourcentages de soufre semblent légèrement supérieurs aux pourcentages rencontrés dans la littérature. De plus, si ces valeurs sont reliées aux fortes concentrations en Fe déterminées dans la tourbe solide, il semblerait que la tourbe contienne des teneurs non négligeables en sulfures de fer.

7. Suivi de la qualité des eaux

Le suivi hydrochimique s'est déroulé en deux phases : (1) les campagnes de terrain pendant lesquelles les échantillons d'eau sont prélevés et les paramètres physico-chimiques sont mesurés et (2) les analyses en laboratoire où la composition des eaux est déterminée à partir de différentes méthodes d'analyses.

7.1 Sur le terrain

Les campagnes de chimie se sont déroulées tous les 3 ou 4 mois en privilégiant les périodes de hautes eaux et de basses eaux. Deux types de campagne ont été réalisés : les premières concernaient l'analyse des éléments majeurs et des éléments traces. Intéressés particulièrement par la dynamique des nitrates et des sulfates, des campagnes intermédiaires d'analyse des anions majeurs ont été intercalées dans la deuxième année de suivi.

Date	Type de campagne
08/04/03	Majeurs + Traces
16/06/03	Majeurs + Traces
02/12/03	Majeurs + Traces
16/03/04	Majeurs + Traces
04/05/04	Anions majeurs
21/09/04	Majeurs + Traces
08/11/04	Anions majeurs
04/01/05	Majeurs + Traces
01/03/05	Anions majeurs

Tableau I - 8 : Calendrier des campagnes de chimie

Les paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain sont le pH, le potentiel redox Eh, la conductivité et la température. Les mesures ont été effectuées après prélèvement, compte tenu de la profondeur de la surface libre, et à l'aide d'un appareil multiparamètre WTW P4. Le pH est mesuré à l'aide d'une électrode combinée Sentix 41 qui mesure simultanément la température. Le pH-mètre est étalonné préalablement à l'aide de solutions tampons à pH 4.01 et à pH 7. La conductivité est mesurée à l'aide d'une sonde WTW KLE 315 qui est directement corrigée de la température. Le potentiel redox est mesuré directement sur le terrain à l'aide d'une électrode combinée de platine (Pt) de type Scott Blue Line 31 RX. Les potentiels redox sont généralement donnés dans la littérature par rapport à l'électrode normale à hydrogène (ESH) dont le potentiel standard est défini à 0 mV. Cependant les spécifications de l´électrode ESH (Fil platine, $P_{atm}(H_2)$ = 1 bar, $a(H^+)$ = 1 mol.L^{-1}) font que l´électrode normale à hydrogène est difficile à employer. L´électrode de référence Ag/AgCl a été utilisée sur le terrain et les mesures directes ont été corrigées selon l´équation [I - 1] afin que les résultats soient comparables aux valeurs de la littérature.

$$Eh_{terrain\text{-}Ag/AgCl} + 207mV = Eh_{Réf/ESH} \qquad \textbf{[I - 1]}$$

Pour avoir une eau représentative de la nappe, il est généralement préconisé de vider les piézomètres avant de réaliser les prélèvements [Koterba et al., 1995]. Cependant les caractéristiques du milieu ne permettaient pas la mise en place d'un tel protocole. En effet, les perméabilités de la tourbe sont très faibles (10^{-7} – 10^{-8} m/s) et nécessitent plusieurs jours de remontée du niveau de la surface libre ce qui perturbe profondément la piézométrie de la nappe de la tourbe. De plus dans un environnement peu perméable vidanger les piézomètres peut provoquer des circulations souterraines qui ne s'y produisent pas en temps normal [Pauwels and Talbo, 2004].

Sur le terrain, pour chaque point de prélèvements, 3 échantillons d'eau ont été prélevés :

- une fraction de 30 mL pour l'analyse des éléments traces ;
- une fraction de 60 mL pour l'analyse des anions majeurs, de l'alcalinité et du carbone organique dissous (COD) ;
- une fraction de 5 mL pour l'analyse du Fe(II) dissous.

Une fois prélevés, les échantillons sont filtrés à 0.2 µm avant d'être stockés dans des flacons en polypropylène préalablement lavés à l'acide nitrique. Pour limiter l'évolution des échantillons entre le prélèvement et l'analyse, la fraction prélevée pour l'analyse des éléments traces et des cations majeurs a été acidifiée sur le terrain par l'ajout d'acide nitrique *sub-*

boiling [Riou, 1999]. Une fois prélevés, les échantillons sont stockés à 4°C avant d'être analysés.

7.2 Au laboratoire

Après l´échantillonnage, les eaux ont été rapidement analysées au laboratoire de Géosciences Rennes à partir des protocoles mis au point au sein de l'atelier de GéoChimie Analytique (GCA) spécifique aux eaux riches en matière organique [Bouhnik-Le Coz et al., 2001; Petitjean et al., 2001; Martin, 2003; Petitjean et al., 2004].

Analyse des anions majeurs (Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-) par Electrophorèse Capillaire

L'électrophorèse capillaire permet d'identifier et de quantifier les espèces ioniques d'une solution. Cette technique séparative permet l'analyse des ions minéraux et organiques en solution dans les eaux naturelles [Petitjean et al., 2001]. Les espèces ioniques chargées migrent de façon différentielle sous l'effet d'un champ électrique. L'électrophorèse capillaire de marque TSP, modèle SPH201-01100 a été utilisée pour analyser les anions majeurs (Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-) des eaux tourbeuses car celles-ci étaient trop chargées pour être analysées par chromatographie ionique. Les limites de détection et de quantification sont respectivement de 0.68 et 0.95 mg/l pour le Cl^-, 1.06 et 1.52 mg/l pour les SO_4^{2-}, 1.63 et 2.33 mg/l pour les NO_3^- [Petitjean et al., 2001].

Analyse des anions majeurs (Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-) par Chromatographie Ionique

L'analyse par chromatographie ionique permet d'identifier et de quantifier les espèces ioniques d'une solution notamment les anions majeurs Cl^-, SO_4^{2-} et NO_3^-. Cette méthode est basée sur la mesure de la conductivité des ions dans une solution. La solution est transportée par un éluant (phase mobile) à travers une colonne de chromatographie ionique. A l'intérieur la résine (chargée positivement pour les anions) a pour rôle de séparer les différentes espèces ioniques en fonction de leur taille, leur charge et leur degré d'hydratation. Les ions les plus petits et les moins chargés migrent le plus rapidement. L'identification se fait en fonction du temps de rétention et la quantification en fonction de la conductivité mesurée pour chaque espèce ionique.

La chromatographie ionique est du type DIONEX DX 120. Les limites de détection et de quantification sont respectivement de 0.27 et 0.89 mg/l pour les NO_3^-, 0.32 et 1.06 mg/l pour le Cl^-, 0.38 et 1.25 mg/l pour les SO_4^{2-} avec une incertitude pour ces trois espèces

chimiques de 5 % [Martin, 2003]. La chromatographie ionique a été utilisée essentiellement pour les eaux de rivière, de pluie et des sables et quelques échantillons de tourbe très dilués.

Analyse du fer II

Le dosage du Fe(II) à l'orthophénanthroline se fait par spectrophotométrie UV [AFNOR, 1997]. L'orthophénantroline forme avec le Fe(II) un complexe coloré qui ne permet pas une oxydation du Fe(II) en Fe(III). Après vérification de la stabilité de ce complexe dans le temps, la méthode a pu être adaptée aux contraintes du terrain. Les réactifs sont préparés la veille de la campagne de terrain (200 µL d'acétate d'ammonium – acide acétique et 200 µL de phénanthroline) dans des tubes en polypropylène auxquels o ajoute environ 5 mL d'échantillon sur le terrain. L'eau doit être prélevée dans les premiers instants après l'ouverture du piézomètre car Fe(II) se réoxyde très rapidement au contact de l'air. La concentration en Fe(II) est déterminée au retour du terrain par spectrophotométrie UV.

Dosage du carbone organique

Le Carbone Organique Dissous est mesuré par oxydation thermique avec un analyseur de carbone Shimadzu, TOC 5050A. Les limites de détection et de quantification du COD sont respectivement de 0.08 et 0.85 mg/l avec une incertitude de 5% [Petitjean et al., 2004].

Mesure de l'alcalinité

Le dosage de l'alcalinité a été fait au laboratoire car il n'y a pas de risque de précipitation/dissolution de la calcite. Il a été effectué par titrage à l'acide HCl à 0.1 $mol.L^{-1}$ avec le titrateur de type Methrom 794 Basic Titrino piloté par le logiciel TiNet 2.5. L'alcalinité était déterminée à partir de 10 mL d'échantillon.

Analyses des cations majeurs et des éléments traces par ICP-MS

L'analyse des cations majeurs et des éléments traces (36 éléments au total) a été déterminée par ICP-MS Agilent Technologies, HP 4500 [Bouhnik-Le Coz et al., 2001]. L'ensemble des résultats acquis sont réunis dans l'annexe II mais seuls les éléments Na, Mg, Al, Ca, Mn, Fe, et les Terres Rares (REE) seront traités.

Cette technique est basée sur le couplage d'une torche à plasma générant des ions et d'un spectromètre de masse quadripolaire pour séparer ces ions en masse. L'échantillon est nébulisé et transporté par le plasma (6000 – 8000°C) dans lequel il est atomisé puis ionisé en cations monovalents. La séparation des ions se fait en fonction de leur rapport masse

atomique/charge. Cette technique permet de doser en quelques minutes plus de 50 éléments en solution à des teneurs très inférieures à 1 µg/l (ppb).

L'étalonnage de l'ICP-MS est réalisé d'une part par un standard externe qui est une solution multiélémentaire aux concentrations certifiées, d'autre part par l'ajout d'un standard interne aux solutions analysées. L'indium est utilisé comme standard interne, il est ajouté à toutes les solutions à une concentration de 0.87 µM (100 ppb) pour la correction de la dérive instrumentale et des effets de matrice. L'indium est également ajouté au standard externe. Les limites de détection de l'ICP-MS Agilent Technologies sont de l'ordre du ppb (10^{-9}) pour les cations majeurs et de l'ordre du ppt (10^{-12}) pour les éléments traces [Bouhnik-Le Coz et al., 2001].

La nature des eaux tourbeuses riches en matière organique a nécessité la mise au point d'un protocole d'attaque des échantillons afin d'éliminer la totalité de la matière organique. Les échantillons ont été attaqués à l'acide nitrique HNO_3 *sub-boiling* 14N sur plaque chauffante et évaporés à sec par deux fois. Ils sont ensuite repris dans de l'acide nitrique *sub-boiling* à 0.37 N (normalité requise pour le dosage des éléments à l'ICP-MS) avant d'être analysés.

8. Conclusion

Le contexte géologique explique la mise en place des tourbières holocènes des marais du Cotentin à l'aplomb du bassin aquifère de Sainteny-Marchesieux. L'objectif de notre étude est de caractériser le fonctionnement hydrochimique de la tourbière en fonction des écoulements souterrains. La présence d'un forage d'exploitation implique nécessairement une modification plus ou mois locale des conditions d'écoulement souterrain. Ce forage offre des conditions hydrogéologiques contrastées expliquant le choix d'implantation des sites d'études :

- Un site S, à proximité de la station de pompage où l'influence de celle-ci est maximum ;
- Un site G, en aval, où l'influence de la station y est moindre.

Le dispositif mis en place permet de caractériser la différence entre les sites, la tourbe en surface et en profondeur, les écoulements souterrains entre les différentes couches (tourbe, argiles, sables) et les interconnections avec le réseau de surface (rivière). Une vision globale du fonctionnement hydrologique et hydrochimique des sites relativement complète est rendue possible par le matériel utilisé et les méthodes développées.

PARTIE II

CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE

Ce chapitre porte sur la caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière en relation avec l'aquifère des sables sous-jacents et le réseau hydrographique. Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article et soumis à *Water Resources Research.*

PARTIE II

CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE

SENSITIVITY OF A PEATLAND HYDROLOGICAL-BUDGET TO THE GROUNDWATER FLOW VARIATIONS OF A REGIONAL AQUIFER

Chrystelle Auterives1, Luc Aquilina[1], Olivier Bour[1], Mélanie Davranche[1], Valérie Paquereau[2]

[1]*CAREN-Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS-Université Rennes 1, Campus Beaulieu, 35000 Rennes, France.*

[2]*Parc Naturel Régional des Marais du Cotentin et du Bessin, France.*

Abstract

A hydrogeological investigation has been carried out in a large peatland with a basal clay-rich layer, located in the discharge area of a regional sandy aquifer in order to characterize the hydrological function of the peatland. Slug-tests and water balance were used to determine the clay-rich layer permeability ($1.7\ 10^{-8}$ to $2.6\ 10^{-8}$ $m.s^{-1}$). The relatively high permeability of the clay layer indicates that there is a peat-sand continuum and that the peat groundwater level is controlled by the sand groundwater level. The peat hydrological budget shows that the vertical downward outflow from the peatland to the sand aquifer is the major outflow (14-22 % of the total outflow) after evapotranspiration (74-85 %). The water flux from the stream to the peat represents less than 1% of the outflow. The present study shows that the hydrological function of the peatland strongly depends on the aquifer piezometric level; therefore the peatland is highly sensitive to climatic variations and to aquifer exploitation.

1. Introduction

Hydrology is widely recognized as one of the key parameters in the function of wetlands. Hydrology is important for the maintenance of the wetland structure and function as

well as for the control of the chemical and biological processes in peatlands. Even slight hydrological variations in wetlands induce biota massive changes in species composition and richness and in ecosystem productivity [*Mitsch and Gosselink*, 2000].

There are various types of wetland. Some of them are isolated from large scale groundwater systems by soils with low permeability. Such systems have weak interactions with groundwater. On the other hand, fens are known to be the expression of groundwater outflow at the groundsurface [*Mitsch and Gosselink*, 2000; *Fraser et al.*, 2001; *Reeve et al.*, 2001]. Several hydrological investigations in wetlands have focused on the vertical exchanges between deep groundwater and surface water, and emphasized the importance of groundwater exchanges between peatlands and their surrounding and underlying geological formations [*Siegel*, 1983; *Siegel and Glaser*, 1987; *Siegel*, 1988; *Roulet*, 1990; *Hill and Siegel*, 1991; *Roulet*, 1991; *Romanowicz et al.*, 1993; *Devito et al.*, 1996; *Devito et al.*, 1997; *Clément et al.*, 2003; *Ladouche and Weng*, 2005]. In the southern Canadian Shield, two valley bottom wetlands are connected to and influenced by local aquifers [*Devito et al.*, 1996]. In an isolated marsh (Martin County, Florida), upward flow into the wetland from the underlying aquifer occurred when the wetland water level lowered, showing the hydraulic connectivity between an isolated wetland and the underlying groundwater body [*Wise et al.*, 2000]. However, the importance and the variability of these vertical flows as compared to other components of the hydrologic budget (precipitations, evapotranspiration, surface flow) are poorly known.

Wetlands are sensitive to a modification of the hydrologic budget. At a large scale, global climate change influences directly precipitation and evapotranspiration. At a more local scale, anthropic activities such as aquifer exploitation might influence the groundwater-wetland exchanges. Owen [1995] showed in an urban peatland (South Central Wisconsin, USA) that groundwater flow could be modified by municipal pumping in the aquifer below. The vertical gradient in peatlands seems to be reversed by human activity. The wetland contribution to the aquifer is less than 0.02% of the total recharge in the studied time period, which can be considered negligible. Using numerical simulations, Gilvear et al. [1997] showed the wetland vulnerability to groundwater abstraction. Even though groundwater constitutes only a minor water-balance component of the fen, a drop in the underlying aquifer head would lower the water level and would dry out. These results indicate that a modification of groundwater flow can influence the vertical flow and the hydrologic budget of a peatland. It could increase the sensitivity and moreover the vulnerability of the wetland directly connected to the groundwater flow.

In Northern Normandy, France, large peatlands cover a regional groundwater discharge area. The aquifer underlying the peatland is exploited for drinking water. There are serious questions about the peatland vulnerability to hydrological changes. The goals of this study were to characterize (1) the importance and the variability of the groundwater flow exchanged between the peatland and the underlying aquifer, and (2) the influence of these flow on the wetland function and its possible vulnerability. To that end, the piezometric level was monitored over a 2-year period to characterize groundwater flow patterns and to establish the water balance of the peatland.

2. Site description

The study site is a herbaceous peatland located in Normandy, North-Western France (Figure II - 1). Peatlands of Normandy have developed for the last 5000 years but they are no longer functional, except in some localized areas. Peatlands of the Cotentin area are deeply disturbed by human activity with drainage ditches, stream-bed manipulations, farming of the wetland area, hay exploitation, etc. However, the wetland ecosystem has evolved in equilibrium with human activities, preserving a rich biodiversity. The investigated peatlands are mesotrophic fens of freshwater located along streams where relationships between peatlands and hydrological networks are complex. The drainage ditches network is perpendicular to the stream and weekly deep (maximum depth 50 cm). The wetland is also a discharge area of a regional aquifer that is exploited for drinking water and constitutes the main water resource of Northern Normandy. The peatlands lie on (1) a clay-rich layer of variable thickness (1.5 - 6 m), and (2) a mioplioquaternary sandy formation 80 to 100 m thick. The sandy formation constitutes a regional aquifer with a high hydraulic conductivity (10^{-3} to 10^{-4} $m.s^{-1}$). This large aquifer has been exploited since 1989 for drinking water at a pumping rate of 3 million m^3 per year.

The climate of Northern Normandy is oceanic with a local annual average precipitation of 923 mm (1946-to-2004 period) and a mean annual potential evapotranspiration of 650 mm. The number of precipitation days often ranges from 120 to 160 days with more than 1 mm. The temperature range is narrow with an average maximum temperature ranging from 19 to 24°C in summer and from 1 to 5°C in winter.

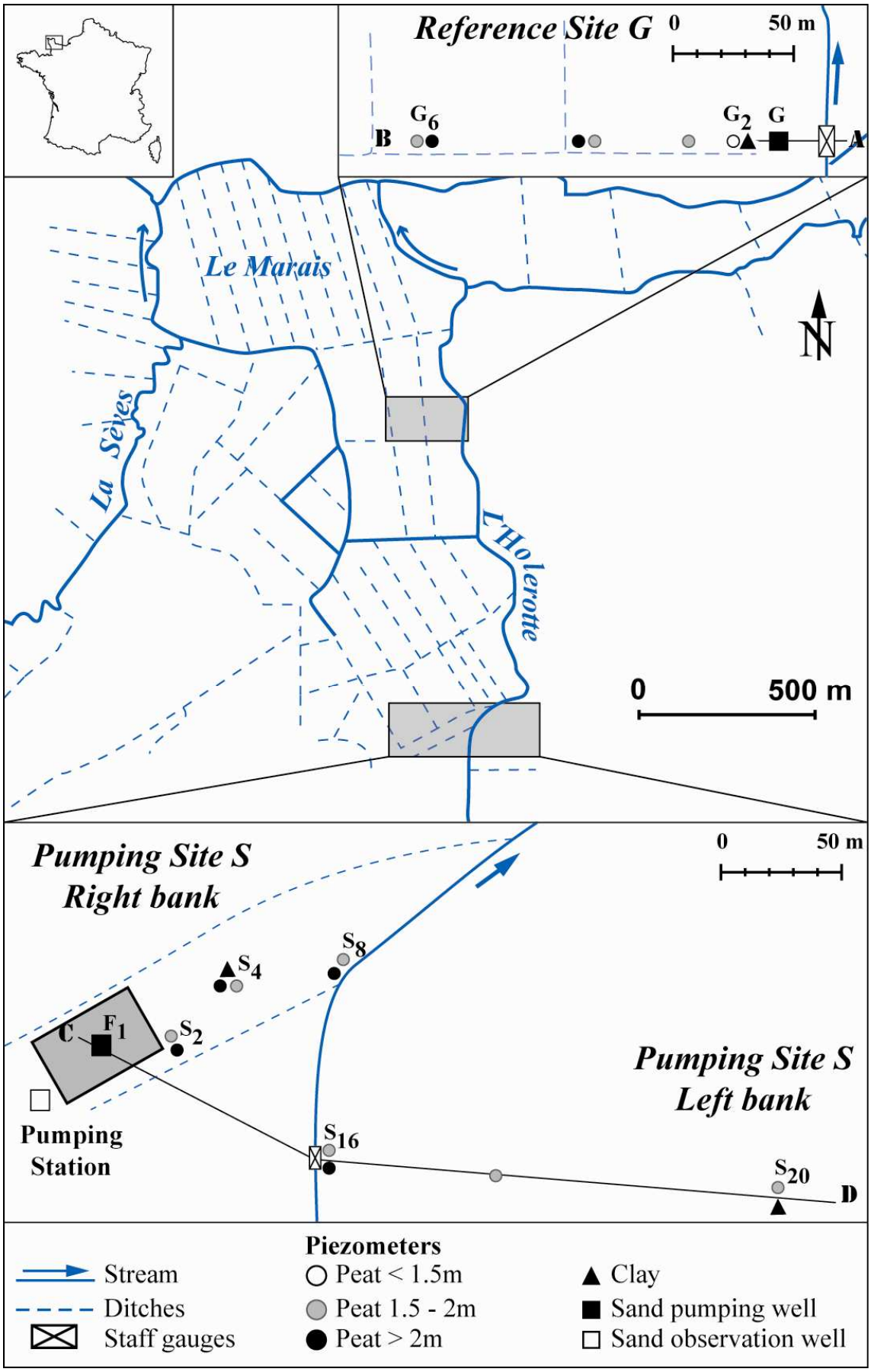


Figure II - 1: Map of studied sites showing piezometer locations, water level rules and sand deep boreholes.

Three peatland sites were investigated (Figure II - 1): (1) *Pumping site S – left bank* is located on the left bank of the main stream and includes a well pumping in the aquifer below the peat. (2) *Pumping site S – right bank* is located on the right bank of the main stream, in front of the pumping area. (3) *Reference site G* is located 1.3 km downstream, beyond the influence of the pumping station.

The peatland thickness varies at the site scale (Figure II - 2). The clay-rich layer thickness was estimated from two drilling-logs that extend into the deep aquifer and from the piezometer network. The peat layer of *reference site G* has a low thickness at the peatland periphery (60 cm), and becomes thicker at the centre of the peatland (more than 5 m). The peat layer of *pumping site S (left bank and right bank)* has a basin shape with the largest thickness at the centre of the area. On the right bank, the peat thickness ranges from 2 to more than 4 m. On the left bank, the peat thickness varies from 1 to 6 m. On the right and left banks of the stream, the peat layer thickness is close to 3.5 to 4 m.

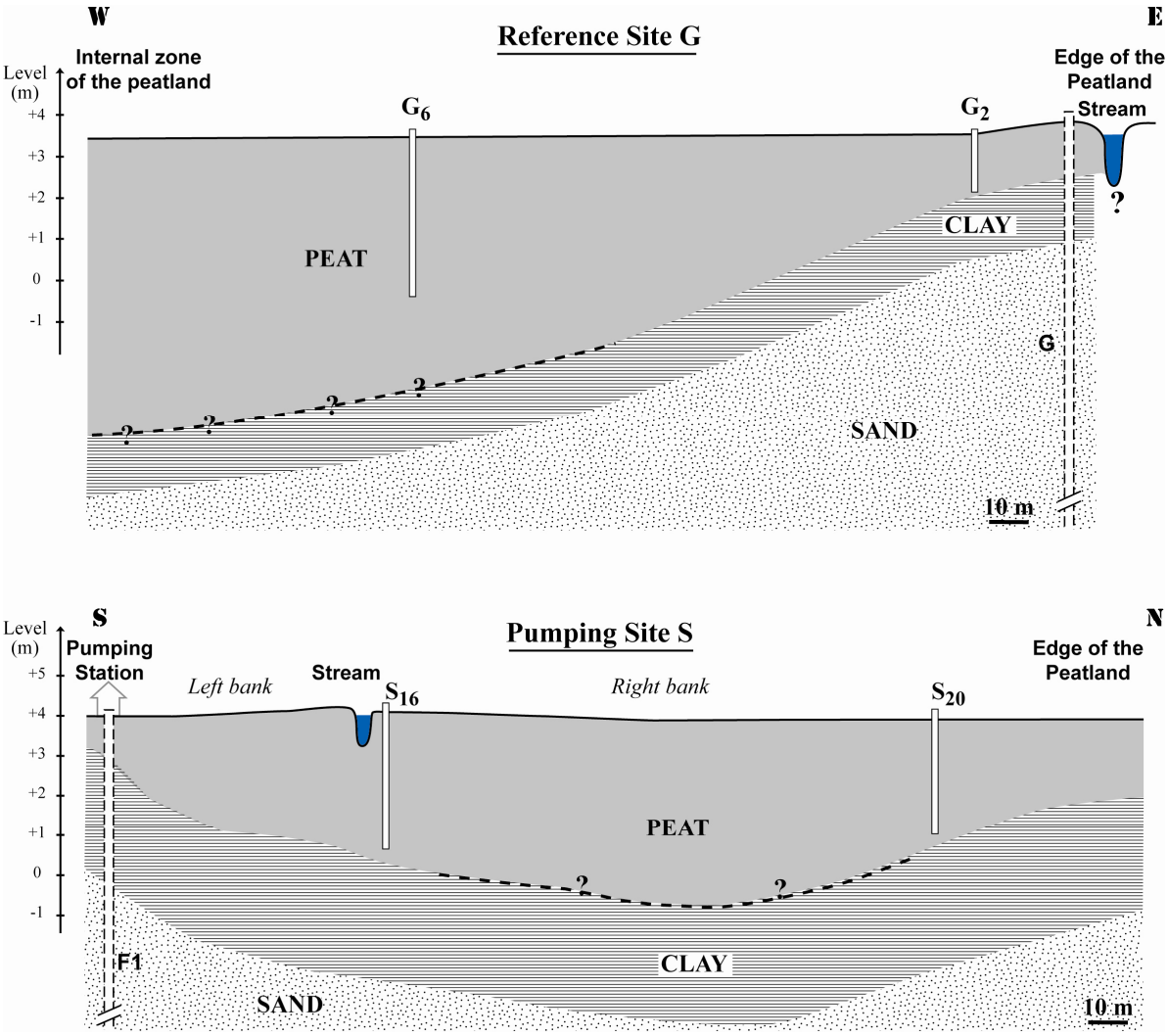


Figure II - 2: Schematic cross-section of the Reference Site G (a) and the Pumping Sites S (b)

3. Materials and methods

3.1 Piezometric monitoring

The sites were equipped with piezometers made of PVC pipes. To make sure of piezometer robustness during the installation and to facilitate chemical sampling, PVC pipes with large diameter (100 mm) were chosen. To limit the impact on the surrounding peat, they were installed using auger with the same diameter and inserted manually into the peat to a depth of about 2 to 6 m. A 40 to 60 cm long screened section was placed at the bottom of each piezometer. The screen section is perpendicular to pipe axis, they measure 5 cm long, 1-2 mm large, spaced at 1 cm interval.

To characterize horizontal and vertical groundwater flow, the peat groundwater level, the clay groundwater level, the sand groundwater level and the stream water level were monitored. In *reference site G* and *pumping site S*, PVC piezometers in the peat layer were set up following a transect perpendicular to the river. In *pumping site S – left bank*, peat PVC piezometers were set between the pumping station and the river. In each site, a piezometer was set in the clay-rich layer (Figure II - 1). The sand piezometric monitoring was made with deep boreholes (80 – 100 m) from the DDAF (Regional Direction of Agriculture and Forest) which intersect the sandy aquifer in *pumping site S – left bank* and in *reference site G* (Figure II - 1 and II - 2). In *pumping site S – right bank*, groundwater levels in the sandy layer were extrapolated from the regional aquifer piezometric map. The extrapolated sand groundwater level in *pumping site S – right bank* is higher than the sand groundwater level in *pumping site S – left bank* with an average difference of 7.1 cm (σ = 2.4). Staff gauges were set in the stream at two locations in *reference site G* and *pumping site S* (Figure II - 1). The stream water levels and the piezometric levels of the clay-rich layer, sand layer, and peat layer were monitored during the same period and at the same frequency: every two or three weeks from March 2003 to March 2005. In parallel, a continuous monitoring was set up. In *pumping site S*, Paratronic data loggers and Keller pressure transducers (0-2 bar) were used to record continuously the piezometric level of the peat (5 peat piezometers) and the stream water level with a time frequency of 10 minutes. Sand groundwater levels obtained on field can be compared with continuous piezometric monitoring from the DDAF (Regional Direction of Agriculture and Forest) which records everyday the piezometric level of the sandy aquifer since 1993.

Meteorological data for the wetland were made available by MétéoFrance. Daily precipitation data were measured at a meteorological station located 5 km north of the site.

Daily potential evapotranspiration data were calculated by MétéoFrance using the Penmann-Monteith equation at the intersections of a grid covering France with cells of 0,125° (about 12 kilometres). The equation uses standard climatological records of solar radiation, air temperature, humidity and wind speed. The data were interpolated by an inverse method at squared distances and calculated at knots of the grid including the 5 nearest meteorological stations.

3.2 Permeability measurements

The hydraulic conductivity of the saturated peats was estimated through field investigations. Field evaluation of hydraulic conductivity may provide a better estimation than laboratory methods [*Rycroft et al.*, 1975a; *Dasberg and Neuman*, 1977; *Baird and Gaffney*, 1994; *Baird*, 1997]. It is indeed difficult to get a representative sample of a highly heterogeneous medium and to preserve a peat sample without damaging its structure [*Hanrahan*, 1954; *Bromley et al.*, 2004]. The hydraulic conductivity of the saturated peats was measured in each piezometer using the hydrostatic time-lag method of Hvorslev [1951]. This method is based on the rate at which the water level increases in a piezometer after a sudden water removal.

Two piezometer types were used: the previously described rigid PVC piezometers and mini-piezometers. In the PVC pipes, the increase of the piezometric level took a long time, typically several days, therefore pressure cells and acquisition equipment were used. Mini-piezometers are PVC pipes with a 10 mm diameter [*Lee and Cherry*, 1978; *Hinsby et al.*, 1992; *Boulton*, 1993]. They were screened at the bottom (20 cm long) and were introduced in the peat by hammering with a steel T-bar down to a depth of 1 meter. 18 large permanent PVC pipes, 1.5 to 5 m depth, were tested once, 6 were tested twice and 26 temporary mini-piezometers were tested twice in the three sites.

Elastic properties and compressibility of the peat suggest that flow violates Darcy's law in humified peat [*Ingram et al.*, 1974; *Rycroft et al.*, 1975b; *Hemond and Goldman*, 1985; *Baird and Gaffney*, 1994]. Around the piezometer, the peat located within the intake radius can be expected to be smeared. Such smearing can clog the peat pores and lower the rate at which water can flow into or out of the piezometer. Such effects could affect the water-head recovery in the piezometer [*Van der Schaaf*, 2004] during the slug-test and give inaccurate hydraulic conductivity values. However, several arguments ensure the validity of the method. The assumption of Hvorslev (length of well screen/radius of well screen > 8) is verified and the normalised head in a piezometer test shows an exponential decline with time. The

hydraulic conductivity values from the peat piezometers were tested twice (6 PVC pipes and 26 mini-piezometers). Very little variations between both slug tests were observed. Several authors agree that when only a general estimate of peat hydraulic conductivity is required, Hvorslev's method remains an appropriate tool and Darcy's law is valid although peats are heterogeneous and compressible materials [*Dai and Sparling*, 1973; *Rycroft et al.*, 1975b; *Hemond and Goldman*, 1985; *Baird and Gaffney*, 1994; *Chason and Siegel*, 1986; *Fraser et al.*, 2001; *Beckwith et al.*, 2003; *Surridge et al*., 2005]. As observed on site, the tube diameter does not have a significant influence on the hydraulic conductivity measurements and all the values are considered together without distinction between piezometer types [*Dai and Sparling*, 1973; *Clymo*, 2004].

3.3 Flow estimation

Peat groundwater flows were calculated using Darcy's law from horizontal hydraulic gradients and peat hydraulic conductivity. Horizontal hydraulic gradients were calculated between piezometers near the stream (G_2, S_{16} and S_8) and piezometers distant from the stream (G_6, S_{20} and S_4). A mean hydraulic conductivity of the peat was estimated from field hydraulic conductivity measurements as follows. Assuming that hydraulic conductivity values in a layer display a log-normal distribution, the equivalent hydraulic conductivity can be estimated as a geometric mean of local hydraulic conductivity field measurements [*De Marsily*, 1986].

$$K_{mean} = \prod_{i=1}^{i=n} K_i^{1/n} \qquad \textbf{[II - 1]}$$

where n is the number of values and K_i is field hydraulic conductivity measurements.

In a stratified middle, the mean horizontal hydraulic conductivity (K_h) of the peat is estimated as the arithmetic mean:

$$K_h = \frac{\sum_{j=1}^{j=n} K_j . e_j}{\sum_{j=1}^{j=n} e_j} \qquad \textbf{[II – 2]}$$

where e_j is the thickness of layer j and K_j is the mean hydraulic conductivity of layer j.

3.4 Hydrologic budget

A mass balance was used to describe and quantify the hydrologic budget of the peatland (Equation II - 3). On a peat section, between the river and a more internal zone of the peat, the mass balance was calculated (Figure II - 3). Inputs of the peatland are rainfall (R) and

surface inflow (Q_{Stream}). Outputs of the peatland are evapotranspiration (*ET*) and groundwater outflow (Q_{Sand} and Q_{Peat}).

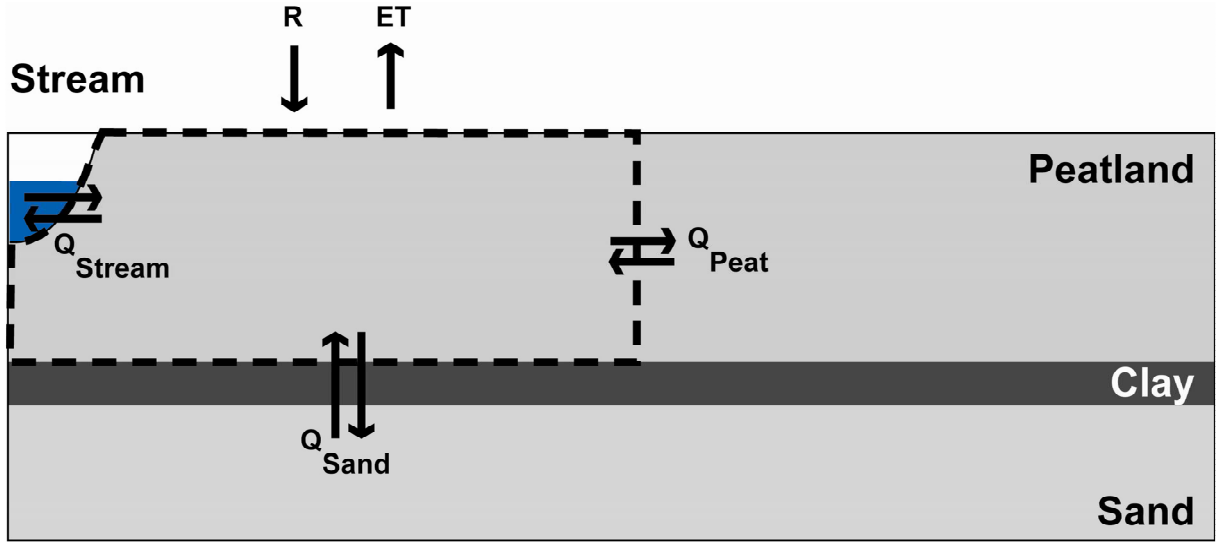


Figure II - 3: Water balance is calculated in a peatland section described by the dashed line with R as rainfall and ET as actual evapotranspiration.

In wetlands, **runoff** is likely produced as saturation excess overland flow [*Evans et al.*, 1999; *Holden*, 2003; *Holden and Burt*, 2003b]. In a wetland with a pond, Hayashi et al. [1998] consider that runoff comes from the non-flooded area where the water table is close to the ground surface. In the investigated sites, the water table remains below the ground surface, which limits runoff production as saturation excess overland flow. As a result, runoff was neglected and all the effective rainfall was considered to be introduced into the peat groundwater. The Cotentin peatlands are only herbaceous peatlands and the absence of tree limits the interception of the canopy, therefore considered as negligible.

$$\Delta S = R - ET \pm Q_{stream} \pm Q_{sand} \pm Q_{peat} \qquad \textbf{[III – 3]}$$

where ΔS (mm) is the variation in water storage of the peatland;
R (mm) is rainfall;
ET (mm) is the actual evapotranspiration;
Q_{Stream} (mm) is the exchanged groundwater flow between the stream and the peat groundwater as estimated from Darcy's law;
Q_{Sand} (mm) is the exchanged groundwater flow between the peat aquifer and the sand aquifer through the clay layer;
Q_{Peat} (mm) is the exchanged peat groundwater flow of the investigated area with the rest of the peatland as estimated from Darcy's law.

The variation of the storage (ΔS) depends on the specific yield of the peats as:

$$Y = \frac{\Delta S}{\Delta z} \qquad \textbf{[III – 4]}$$

where Δz (mm) is the head difference between the beginning and the end of a considered period.

Several studies have shown that the storage parameters of peats, specially the specific yield of peats, vary with depth, mainly with the water-table elevation [*Price and Schlotzhauer*, 1999; *Schlotzhauer and Price*, 1999]. The non rigidity of the peat matrix allows the mire to store water by modifying the peat volume instead of the water content of the unsaturated zone [*Kellner and Halldin*, 2002]. The lowering of the water table may cause surface subsidence, which is partly due to shrinkage above the water table and partly due to the compression of saturated peat beneath the water table [*Price and Schlotzhauer*, 1999]. The specific yield of the peats could be estimated from the continuous monitoring (peat groundwater level variations) and daily rainfall. Short rainfall event are selected in winter because evapotranspiration is negligible; peat is wet and re-wetting of the profile is negligible. Horizontal peat groundwater flow could also be neglected at rainfall event scale. The peat specific yield varies between 0.15 and 0.30 between the different piezometers and depending on the considered rainfall event. These values correspond to previous studies. Price [1992] estimated in a blanket bog basin an average specific yield of 0,25. Bradley [1996] obtained a specific yield of the peat of 0,18 – 0,22 from a groundwater model simulating flow through a floodplain wetland.

Evapotranspiration (ET) is the dominant water loss from the system. Actual ET in a wetland depends on the water table and vegetation cover [*Ingram*, 1983; *Lafleur and Roulet*, 1992]. Actual ET was calculated using the mass balance approach based on the water table hydrograph, as proposed by Meyboom [1967], and further explained by Freeze and Cherry [1979] and Healy and Cook [2002]. Actual ET estimation is similar to potential ET data from MeteoFrance. The uncertainty on the specific yield (S_y = 0.15 – 0.30), used in the equation of Meyboom [1967], leads to preferentially use potential ET data when the uncertainty is estimated below or equal to 10 %. The difference between actual and potential ET depends on water availability. It is generally not limited in wetlands and actual ET is approximately equal to potential ET [Ingram, 1983]. However, in the study area, the water table may remain deeper than 1 m below the top soil in summer. During the summer period, actual ET can expect to be lower than potential ET and is probably overestimated. However, the effect on the annual budget is limited.

4. Results

4.1 Flow between the peat and the stream

The piezometric monitoring of the peat (Figure II - 4) shows that *i)* local groundwater flows in the peat reverse between the wet and the dry periods (Figure II - 5 and 6) although the stream water level remains mainly above the peat groundwater level in the three sites, and *ii*) the hydrogeological setting is very different between *reference site G* and *pumping sites S*.

In *reference site G*, the peat piezometric level indicates a direction change of peat groundwater flow during the studied period. During high waters period, from October 2003 to January 2004 and October-November 2004, the stream water level is higher than the peat groundwater level and the peat groundwater level decreases from the edge of the peatland (G_2) to a more internal zone (G_6). Therefore water flows from the stream into the peat aquifer (Figure II - 5a). During low waters period, from March to October 2003 and from January to October 2004, the stream water level remains above the peat groundwater level, however the peat groundwater level decreases from the internal zone (G_6) towards the edge of the peatland (G_2) (Figure II - 5b). Peat groundwater flows cannot converge; therefore the stream and the peat groundwater are disconnected in low waters period. Several studies showed that groundwater flow could reverse into a wetland mainly in drought period [*Devito et al*., 1996; *Devito et al*., 1997; *Zeeb and Hemond*, 1998; *Fraser et al*., 2001; *Bradley*, 2002; *Vidon and Hill*, 2004]. Subsurface flow direction within the peat can reverse in response to water deficit and water table drawdown [*Devito et al.*, 1997]. Devito et al. [1996] showed that, for a forested swamp in a headwater catchment from the southern Canadian Shield, the groundwater flow in the peatland reversed because the swamp was not always connected to the upland. The evolution of *reference site G* is the usual seasonal variation of temporarily connected wetlands.

In *pumping sites S*, during most of the studied period, water flows from the stream to the peat, the stream remaining above the peat groundwater level from March 2003 to Januray 2004 and from March 2004 to January 2005 (Figure II - 4 and II - 6b). During very high–water periods, January - February 2004 and January - March 2005, peat flows reverse. The stream drains the peatland during these short periods (Figure II - 4 and 6a).

During high-water periods, the stream constitutes an outflow in *pumping sites S* and a flow source in *reference site G*. During low-water periods, the stream constitutes a flow source in pumping sites S and the stream is not connected to the peatland in *reference site G*.

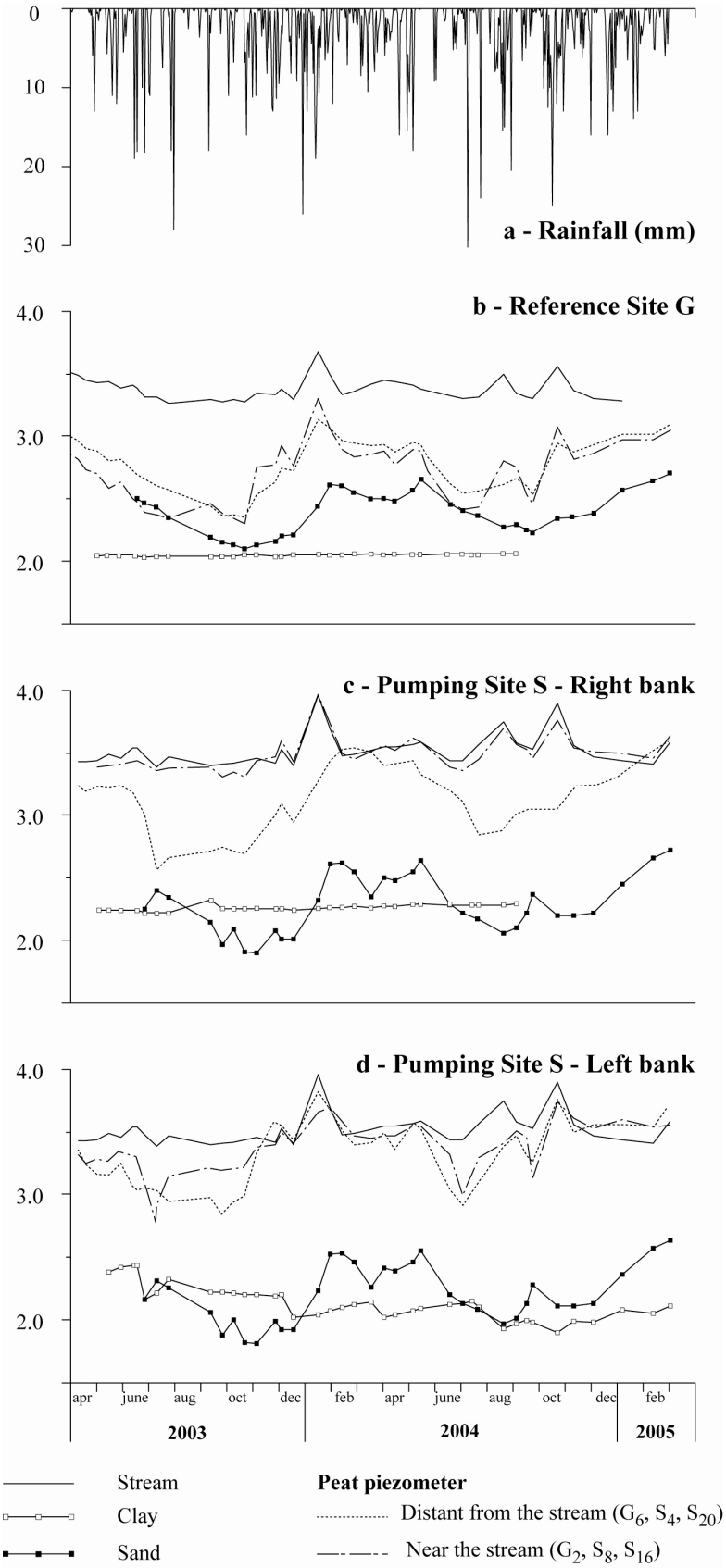


Figure II - 4: Daily rainfall (a) and water level fluctuations during a 2-year period in Reference site G (b), Pumping Site S - right bank (c) and Pumping site S - left bank (d).

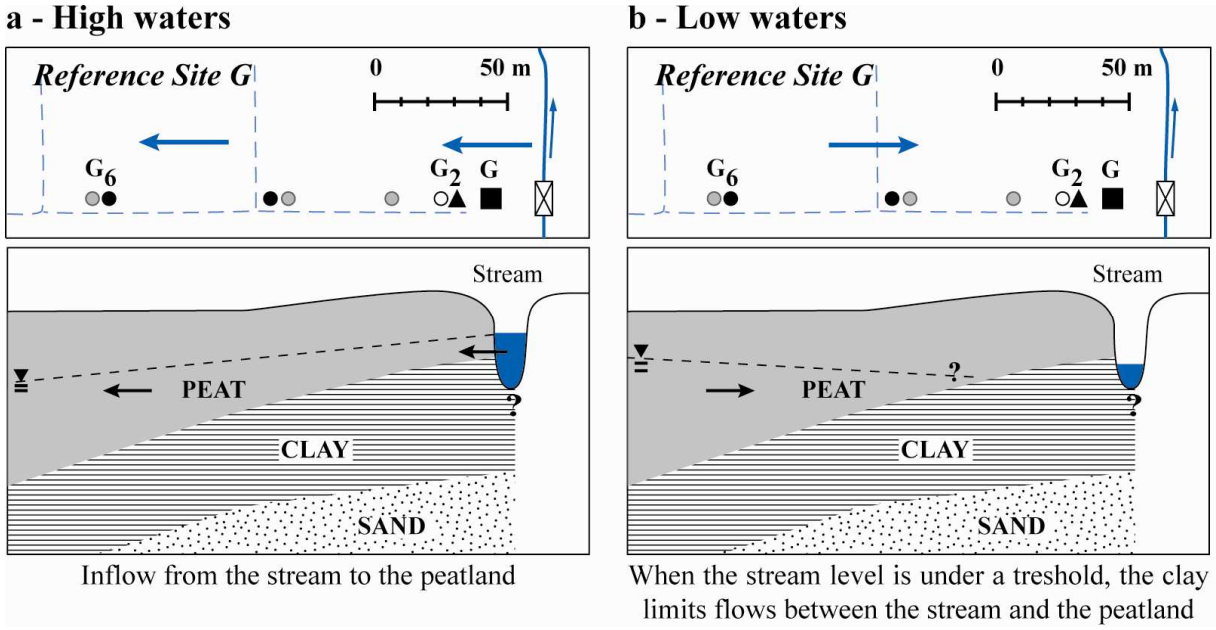


Figure II - 5: Schematic detail of groundwater flow between the stream and the peat on reference site G

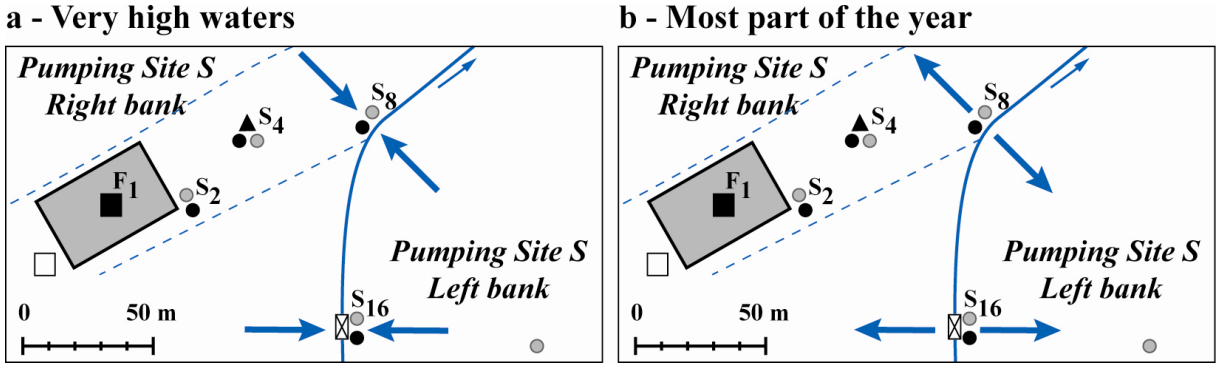


Figure II - 6: Schematic detail of groundwater flow between the stream and the peat on pumping sites S

4.2 Flow between the peat groundwater and the sand aquifer

The piezometric level monitoring (Figure II - 4) of the three sites shows that the sand groundwater level is always below the peat groundwater level during the studied period.

The mean vertical hydraulic gradient (i.e. the head difference between the peat groundwater level and the sand aquifer level divided by the clay thickness) is always positive (Figure II - 7). Vertical potential flows always run downward, from the peatland down to the aquifer. The overall evolution of the vertical hydraulic gradient is relatively similar for the three sites : higher values are observed during high–water periods from October to January suggesting higher fluxes. Slight differences can also be observed between the sites: higher values in *pumping site S – right bank* and lower values in *reference site G*. This difference can

be linked to the influence of the pumping station. The pumping drawdown in the sandy aquifer is strongest below *pumping site S – left bank* and decreases with the distance.

Figure II - 7: Vertical hydraulic gradient between the peatland and the sand aquifer

4.3 Peat hydraulic conductivity

The slug-test results from the peat (Figure II - 8) cover several orders of magnitude with values ranging from 1.4 10^{-9} to 1.5 10^{-5} $m.s^{-1}$.

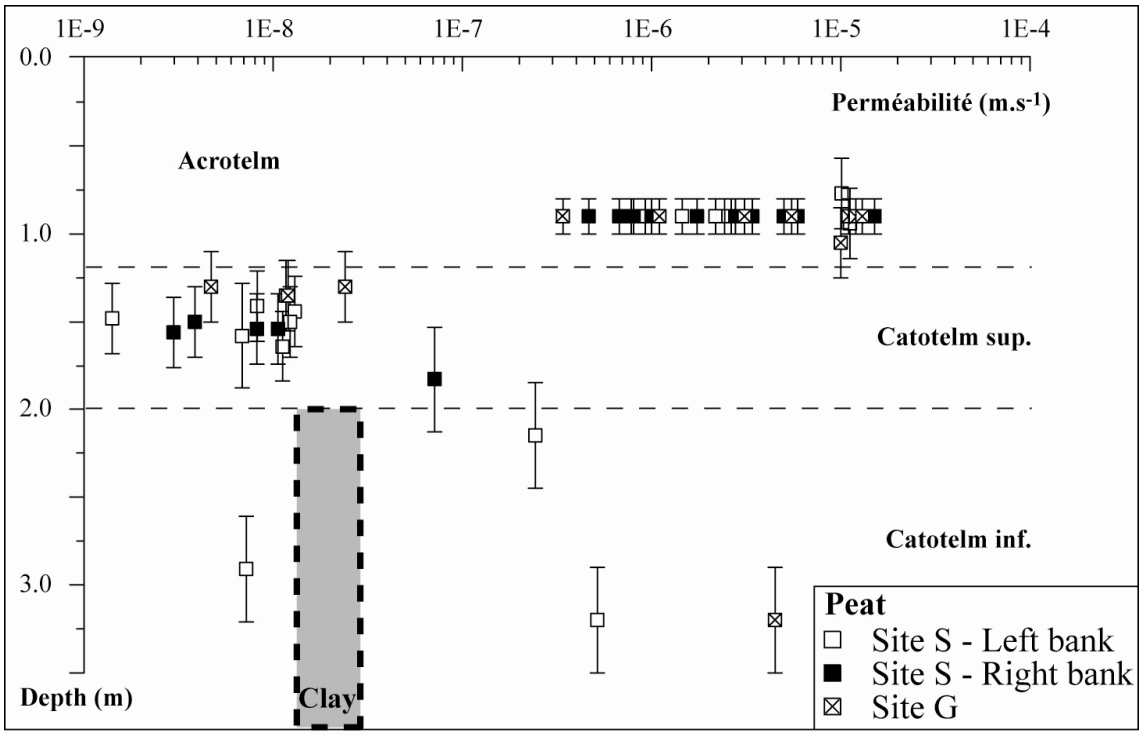


Figure II - 8: Plot of peat hydraulic conductivity as a function of depth.

Previous studies showed hydraulic conductivity values ranging between $6.0\ 10^{-10}$ and $2.8\ 10^{-3}$ m.s^{-1} [*Rycroft et al.,* 1975a]. These values depend on the botanical composition [*Ingram,* 1983], degree of humification [Boelter, 1965, 1969; Rycroft et al., 1975a], bulk density [*Ingram,* 1983], peat type [*Bradley*, 2002; *Clymo,* 2004], or structure and porosity of the peat [*Hanrahan*, 1954; *Vidal-Beaudet and Charpentier*, 2000]. Boelter [1965] established the hydraulic conductivity of several peat horizons and showed that hydraulic conductivity can vary within the same profile from $7.5\ 10^{-8}$ m.s^{-1} for decomposed herbaceous peats 70-80 cm deep to $3.8\ 10^{-4}$ m.s^{-1} for undecomposed Sphagnum peat mosses 15-25 cm deep. The hydraulic conductivity of peats decreases with the humification degree, which is generally correlated with depth [*Boelter,* 1965, 1969; *Rycroft et al.,* 1975a; *Ingram*, 1983; *Gafni and Brooks,* 1990; *Armstrong,* 1995; *Devito et al.*, 1996; *Schlotzhauer and Price*, 1999; *Clymo*, 2004; *Rizzuti et al.*, 2004]. However, the relationship is not always simple and significant [*Chason and Siegel*, 1986; *Fraser et al.*, 2001; *Beckwith et al.*, 2003; *Holden and Burt*, 2003a]. In the investigated peats, the hydraulic conductivity shows a depth-correlated stratification (Figure II - 8). Three layers can be identified : an upper layer (0 - 1.2 m) with a high hydraulic conductivity ($3.4\ 10^{-7}$ to $1.5\ 10^{-5}$ m.s^{-1}), an underlying layer (1.2 m - 2 m) with a lower permeability ($1.4\ 10^{-9}$ m.s^{-1} to $2.4\ 10^{-8}$ m.s^{-1}), and a deep layer (2 m - 5 m) with variable hydraulic conductivities ($7.2\ 10^{-9}$ to $4.5\ 10^{-6}$m.s^{-1}). Most hydrologists distinguish two major hydrologic zones in a peat soil column [*Ingram,* 1983; *Chason and Siegel,* 1986] : (1) an upper aerated zone consisting of relatively undecomposed leaves and dead vegetation, the *acrotelm,* with fluctuating water conditions and rapid water transmission, and (2) an underlying anaerobic zone where peat is more humified with constant water saturation, the *catotelm,* with a lower hydraulic conductivity. Although the acrotelm thickness is usually about 50 cm in the investigated site, the thickness of the more permeable superficial layer is about 1.2 m [*Chason and Siegel*, 1986; *Reeve et al.*, 2000; *Fraser et al.*, 2001]. The piezometric level monitoring (Figure II - 4) shows amplitude variations larger than 1 meter, which might explain a thicker acrotelm. The underlying layer (1.2 to 5 m) corresponds to the catotelm described in the literature, with a less permeable layer at the top between 1.2 and 2 m, the upper catotelm. Between 2 and 5 m, although sampling is less dense, the hydraulic conductivity slightly increases corresponds to the lower catotelm.

To estimate a mean value of the horizontal peat, hydraulic conductivity was estimated from the stratified 3-layer model described above : acrotelm (0 – 1.2 m), upper catotelm (1.2 – 2 m) and lower catotelm (2 – 5 m). For both the upper layer (acrotelm) and the upper catotelm, using equation (II - 1) a mean value of the peat hydraulic conductivity of $2.8\ 10^{-6}$ m.s^{-1} for the acrotelm and $7.4\ 10^{-9}$ m.s^{-1} for the upper catotelm was estimated. Only 4 values

were measured in the lower catotelm which does not allow a mean value for this layer to be estimated. Therefore the minimum ($7.2\ 10^{-9}$ m.s^{-1}) and the maximum ($4.5\ 10^{-6}$ m.s^{-1}) values are used into the 3-layer model. The arithmetic mean (equation II - 2) of the peat hydraulic conductivity computed for each layer gives a mean horizontal hydraulic conductivity of the whole peat layer ranging from $5.7\ 10^{-7}$ to $3.5\ 10^{-6}$ m.s^{-1}. These values will be used to quantify peat groundwater flow in the hydrologic budget.

4.4 Permeability of the clay-rich layer

In *reference site G*, the peat and the sand groundwater levels seem to parallel each other (Figure II - 4b to II - 4c). The *pumping site S – right bank* shows the same relationship. It suggests a hydraulic connection between peat groundwater and sand groundwater despite the existing clay layer. On the *pumping site S - left bank*, the peat-sand relationship is less clear, the peat levels being always close to the river one.

In *reference site G* and *pumping site S - right bank*, the clay piezometric level is flat (Figure II - 4b to II - 4c). After filling the clay piezometers of *reference site G* and *pumping site S – right bank* with water to carry out a slug test, the clay piezometric level has not varied during several weeks. It suggests that the clay-rich layer is not permeable. Conversely, in *pumping site S - left bank*, the clay piezometric level varies during the hydrological cycle (Figure II - 4d). Each water-level decrease corresponds to water sampling for chemical analysis. The clay hydraulic conductivity from two performed slug tests in the clay piezometers ranges from $1.7\ 10^{-8}$ to $2.6\ 10^{-8}$ m.s^{-1}. These values will be used to quantify groundwater flow from the peatland to the sand aquifer through the clay-rich layer in the hydrologic budget.

4.5 Hydrologic budget

The hydrologic budget of the peatland has been quantified for an annual period, from January 2004 to end of December 2004 (Table II - 1), with $K_{peat} = 3.5\ 10^{-6}$ m.s^{-1} and $K_{clay} = 1.7\ 10^{-8}$ m.s^{-1}. The hydrologic budget shows that the vertical flows are predominant in the hydrologic budget. Rainfall generates the main inflow with 77 to 99 % of the total inflow. The main outflows are vertical flows: upward flow to the atmosphere, ET, constitutes more than 74 % of the total outflow, and downward flow to the sandy aquifer through the clay-rich layer, Q_{sand}, constitutes 14 - 22 % of the total outflow. The hydrologic budget is similar for each site and highlights the importance of the vertical groundwater flows. The horizontal groundwater flows are minor although not negligible. Q_{stream} constitutes an inflow for the

peatland which is not predominant but can reach 19 % of the total inflow on the *pumping site S – left bank*. The stream inflows are negligible in *reference site G* because the stream is not connected permanently to the peatland. In *pumping sites S*, the stream is always connected but flow from the stream to the peatland remains a minor contribution to the hydrological budget as compared to precipitation.

4.6 Error analysis

Based on the mass balance approach, the difference between the inputs and the outputs does not match the measured change in storage for 2004 for each site. Table II - 1 shows an 8, 11 and 21 % error on *reference site G*, *pumping site S – right bank* and *left bank* respectively. These differences are relatively limited, which gives a good confidence to permeability measurements of the clay-rich layer. These differences are related to measurement errors and natural variability underestimation which propagates through the calculations of each of the terms.

The meteorological data have been collected at a station located 5 km north of the sites. The rainfall and the potential evapotranspiration from the station and the peat sites can slightly differ. An uncertainty below 10 % can be expected since the distance is very short. The water balance is calculated assuming actual ET equal to potential ET and therefore overestimating of the actual ET in summer. The difference might represent up to 10% of the annual values. However the two main outflows are the ET and Q_{sand}. Field data clearly indicate that there is no other consequent outflow. All other measurements remaining equal, the equilibration of the water budget implies to higher the Q_{sand} flow (as compared to table II - 1) if actual ET is considered as overestimated. It does not modify the conclusion of our study about the connectivity between the sandy aquifer and the peat.

In *pumping site S – right bank* and *reference site G*, the well transect across the peatland is placed perpendicular to the stream, along a flow line. This disposition allows the precise determination of the horizontal groundwater flows. This condition is not completely met in *pumping site S – left bank*. The well transect across the peatland intersects the main flow line with an angle of 20°. This angle implies an underestimation of peat horizontal groundwater flow of 6 %. Horizontal groundwater flow can be also influenced by drainage ditches. However as ditches are very shallow, they are empty during summer and their influence is limited. Ditches could influence the hydrologic budget during winter (3-month period) when they are connected to the stream, implying an additional horizontal groundwater flow. The drainage ditches network is denser, more complex and nearer the peat piezometers

on the *pumping site S – left bank* which might contribute to a higher error analysis on this site. On this site, the ditches network could represent a maximal error of 20 % on Q_{stream} during winter.

The hydraulic conductivity of the peat and the clay are defined as an interval but the water balance in table II - 1 uses the following values : $K_{peat} = 3.5\ 10^{-6}$ m.s^{-1} and $K_{clay} = 1.7\ 10^{-8}$ m.s^{-1}. The calculated water balance supports horizontal groundwater flow (Q_{peat} and Q_{stream}) and gives an upper limit to vertical groundwater flow through the clay-rich layer (Q_{sand}). The water balance calculated using the other values ($K_{peat} = 5.7\ 10^{-7}$ m.s^{-1} and $K_{clay} = 2.6\ 10^{-8}$ m.s^{-1}) are not shown for clearness but they lead to less important horizontal groundwater flows which are minor or even negligible and a more important vertical downward flow which is dominant and can reach 34 % of the total outflow.

Most of the uncertainties of each hydrologic components of the water balance are limited to less than 5%, and 10 % for a few of them. Error conjunction might imply high variations of inflows and outflows computations, especially for the low values. However, the major results of the budget, especially the order of magnitude of the difference between vertical and horizontal flow, can be considered as robust. Rainfall constitutes the main inflow, ET the main outflow. Q_{stream} and Q_{peat} are not always negligible but remain minor in the water balance as compared to the precipitation inflow, and Q_{sand} outflow which constitutes an important part of the hydrologic budget. The water budget strongly supports wetland function deduced from the computations.

5. Discussion

5.1 Wetland function

While all sites have a similar hydrologic budget (Table II - 1) showing rainfall as the main inflow, evapotranspiration and outflow to the sand aquifer (Q_{Sand}) as the main outflows, they strongly differ in their hydrogeological function.

(1) In *reference site G*, the stream is temporarily connected to the peat groundwater during high-water periods, but in discharge period, the stream and the peat groundwater are disconnected. The temporary disconnection explains the more important decrease in the piezometric level in site G than in sites S. This temporary disconnection is probably related to a past diversion of the stream-bed from a more internal zone of the peatland. At the edge of the peatland the basement is less permeable than the peat with the clay-rich layer (Figure II - 5b). Moreover, along the edge on the peatland, the peat thickness is weak, less than 1 m. When the

water level decreases under a threshold, flows from the stream are stopped by an aquitard, i.e. the clay-rich layer constitutes a hydraulic barrier. Measurements in several sites in the peat show that the evolution of *reference site G* is the usual seasonal variation of temporarily connected wetlands, however stream-bed manipulations induce a local disconnection, which is probably an unusual situation [*Devito et al.*, 1996; *Vidon and Hill*, 2004].

(2) In *pumping sites S*, the stream is permanently connected to the peatland and constitutes a permanent inflow to the peat groundwater. Several studies have shown that flow occurs from the peatlands towards the river [*Owen*, 1995; *Devito et al*., 1997; *Zeeb and Hemond*, 1998; *Bradley*, 2002]. However the river could constitute a source rather than a sink during prolonged summer conditions [*Gilvear et al.*, 1997]. The permanent flow from the stream is induced by a water input deficit, which is an excess of evapotranspiration over precipitation, leading to a drawdown in the peatland relative to the stream. This drawdown is emphasized by the pumping drawdown leading to vertical downward flow from the peat to the sandy aquifer.

5.2 Permeability of the clay-rich layer

The permeability of the clay layer is a key parameter in the wetland function since it may have a great influence on the flux structure in the wetland and on the exchanges with the sand aquifer underlying the wetland. The slug test in the clay piezometer in *pumping site S - left bank* shows that the clay layer is weakly permeable (K_{Clay} = 1.7 10^{-8} - 2.6 10^{-8} m.s^{-1}) (Figure II - 8). The global hydrological budget shows the importance of the vertical downward flow from the peat groundwater to the sand groundwater relying on the clay hydraulic conductivity. These values are high for clay layers. Usually clay has a hydraulic conductivity of about 10^{-9} - 10^{-13} m.s^{-1} [*De Marsily*, 1986]. In the investigated area, the permeability of clay is too high to restrict exchanges between the peatland and the regional sandy aquifer.

However, the flat piezometric level of clay (Figure II - 4b to II - 4c) and the slug test in clay piezometers in *reference site G* and *pumping site S - right bank* show that the clay layer is not permeable in the investigated piezometers. The clay-rich layer locally seems impermeable. The hydraulic conductivities of clay are contrasted and heterogeneous. Owen [1995] showed that the hydraulic conductivity of the clay layer underlying a streamside urban peatland in south central Wisconsin (USA) ranges from 5.7 10^{-9} to 8.5 10^{-15} m.s^{-1}. The clay-rich layer could be spatially heterogeneous in extension and in thickness due to heterogeneous sedimentation. Furthermore, field investigations indicated that along the peatland border, the clay layer may be discontinuous and vertical flows could be favoured at these localized areas.

The clay layer is not a barrier to exchanges between the peatland and the regional aquifer. Thus, it has an important impact on the aquifer sensitivity and on the peatland flows. (1) The outflow from the peatland through the clay layer constitutes an inflow for the sand aquifer. The peatland area (1.2 km²) represents a little surface of the total aquifer area (132 km²). However, if one extends the hydrological budget of the studied area (0.5 km²) to the whole peatland, 120 000 - 330 000 m^3 per year in 2004 could flow from the peatland to the sand aquifer. Such a volume constitutes 3 - 8 % of the annual pumped water, and 1 - 4 % of the aquifer annual recharge. It does not represent an important part of the recharge but might lead to a higher sensitivity of the aquifer to the water surface pollution. (2) The high hydraulic conductivity of the clay layer implies vertical flows in the peat itself as Reeve et al. [2000] showed using groundwater simulations. The lack of an efficient hydraulic barrier implies that the sand groundwater and the peat groundwater are hydrogeologically connected. Moreover, the sand groundwater level controls the peat groundwater level considering the size of the sand aquifer and the flow direction. Our study indicates that wetland hydrology can not be investigated without taking into account the relationship with groundwater.

5.3 Water balance

Inflow from the stream

The water balance shows that the stream inflow is weak during the studied period. It represents 1 - 19 % of the total inflow of the hydrologic budget. It is negligible on *reference site G*. It is not negligible as compared to the total inflow in *pumping site S – right and left bank*. These groundwater flows from the stream to the peat groundwater represent less than 0,4 % of the stream flow. Owen [1995] presented similar observations for a streamside urban peatland in Wisconsin (USA), with the cumulated contribution of the peatland to the stream flow representing less than 1 % of the total river flow. However, the piezometric monitoring clearly shows that the stream plays an important role in the peat groundwater level and the horizontal hydraulic gradient. Generally, the water table remains more or less parallel to the ground surface throughout the year and the groundwater level depends on topography [*Neuman and Dasberg*, 1977; *Anderson and Burt*, 1978]. However, when topography is flat, as frequently observed in wetlands, the water level in the adjacent river puts more constraints on water table fluctuations and hydraulic gradients. The water level in the river can act as a fixed point around which the riparian water table fluctuates [*Bradley*, 2002; *Burt et al.*, 2002]. The behaviour of the water table in the peatland where topography is flat depends on the

boundary conditions such as upslope conditions or adjacent river. It explains the observed impact of the stream level on the peat groundwater level although the hydrologic budget shows negligible stream inflows.

Outflow to the sand aquifer

The main outflows of the peatland are the ET and Q_{sand}. Q_{sand} flow represents close to 14 - 22 % of the total outflow. Since the clay-rich layer is permeable, the sandy aquifer and the peat groundwater are hydrologically connected. The main factor controlling outflow from the peat to the sand is the vertical hydraulic gradient. In turn, the peat groundwater level is controlled by the hydrogeological conditions of the sand regional aquifer.

5.4 Sensitivity of the peatland

Meteorological conditions

Meteorological conditions can influence (1) the precipitation input, and (2) the outflow from the peat groundwater to the sand aquifer. Between 1998 and 2002, annual precipitations at the local meteorological station located 5 km north of the sites ranged from 1136 mm to 1240 mm, and exceeded the annual average precipitations (923 mm) (Figure II - 9). Following this wet period, annual precipitations decrease. The 2004-year has precipitations (914.6 mm) lower than the annual average and is preceded by a particularly dry year (763.7 mm). The study period can be considered as a “dry period” as compared to the previous period 1998-2002 called “wet period” (Figure II - 9).

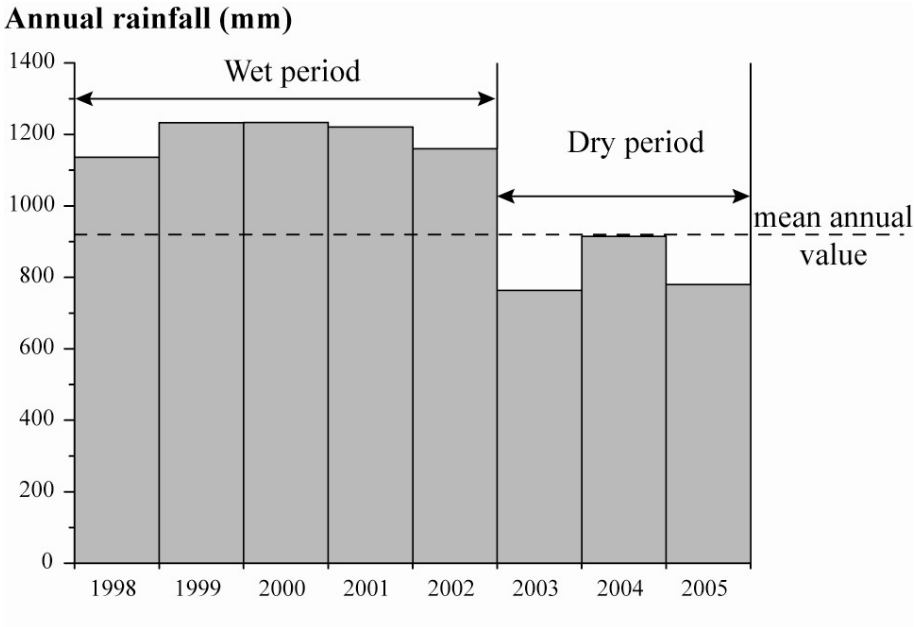


Figure II - 9: Annual precipitation of a meteorological station 5 km north of the sites from 1998 to 2005.

	Pumping Site S - Left Bank		Pumping Site S - Right		Reference Site G	
Hydrologic component	m^3	%	m^3	%	m^3	%
Inflow						
Rainfall	2881	77,2	6695	84,6	3071	98,8
Qstream	704	18,9	1214	15,3	32	1,0
Qpeat	149	4,0	7	0,1	6	0,2
Total Inflow	3733		7916		3109	
Outflow						
ET	2277	75,5	5291	74,6	2427	85,6
Qstream	35	1,2	74	1,0	0	0,0
Qpeat	39	1,3	148	2,1	5	0,2
Qsand	664	22,0	1581	22,3	403	14,2
Total Outflow	3014		7094		2835	
Water Balance						
Change in storage (□S observed)	(-5) - (-11)		(+5) - (+9)		(+15) - (+29)	
Inflow - Outflow	719		821		275	
Error = □S - (Inflow - Outflow)	(-724) - (-730)	21.5 - 21.6	(-812) - (-816)	10.8 - 10.9	(-260) - (-246)	8.3 - 8.7

Table II - 1: Hydrological budget of the Pumping sites S and reference site G of the 2004-year period.

The monitoring of the sandy aquifer (2001-2005) shows that the sand groundwater level remains low during the dry period (Figure II - 10). A preliminary work [*Tortrat*, 2001] has been carried out in the Lessay area, 20 km west of the investigated sites, in a highly similar context. It provided peat and sand piezometric data during the wet year 2001, and from 2003 to 2005 (Figure II - 10). Figure II - 10 shows that during the wet period, the sand groundwater level exceeded peat groundwater level. During the wet years, the flow was from the sandy aquifer to the peatland and the sand aquifer has sustained the peat groundwater level, or at least, the sandy aquifer charge has limited potential downward flow. In that case, the high peat groundwater level and peatland flooding were correlated to the regional discharge of the aquifer.

The study period represents a dry period that induces global low groundwater levels in the sandy aquifer. When the sand groundwater level decreases, the vertical flows are downward from the peatland to the sand aquifer. On the other hand, the previous wet period shows that a continuous upward flow from the sandy aquifer creates favourable hydrologic and hydrochemical conditions for peat development. These results show that wetlands are highly sensitive to the aquifer variations. Evolution either through pumping or climatic variation such as the present climate change would have important effects on the peat functioning.

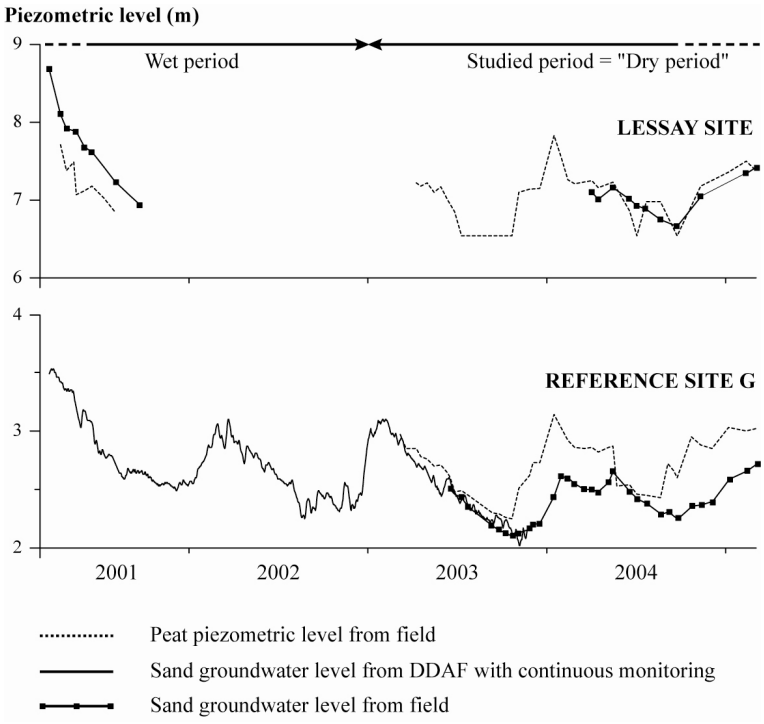


Figure II - 10: Peat and sand piezometric monitoring during 2001-2005 period of Lessay site and Reference site G

Piezometric depression

The observed downward gradients between the peat groundwater and the sand groundwater are surprising considering that the wetland is located in a regional discharge area. Owen [1995] showed too vertical groundwater flows from an urban wetland to the underlying aquifer and suggested that it was probably due to the exploitation for drinking water. In our study, the drawdown due to the exploitation of the aquifer did not exceed 50 cm in the pumping well, which can be considered as rather weak for a large aquifer more than 70 m thick. However, during the studied period, the vertical head difference between the peatland and the aquifer varied between 69 cm and 126 cm, indicating that a 50-cm decrease in the sand aquifer is not negligible.

The exploitation of the aquifer leads to a piezometric depression and increased vertical downward flows. With respect to the water balance, if peat outflow increases, storage in the peat decreases or stream inflow increases. Increased stream inflow, observed in site S, is a consequence of the storage decrease. This effect explains the permanent flow from the stream to the peatland in *pumping site S*. The results of our study indicate that wetlands are highly sensitive to any hydrogeological modification, which has to be taken into account in wetland management and planning.

Inflow from the stream

Generally, the wetland is an interface between the upland and the stream [*Durand et al.*, 2000], which is an outlet as described in many studies (e.g. [*Owen*, 1995; *Devito et al.*, 1997; *Zeeb and Hemond*, 1998; *Bradley*, 2002]. Sometimes flows are reversed but during short periods [*Bradley*, 2002; *Burt et al.*, 2002]. In natural systems such as *reference site G* in summer, there is no inflow towards the peatland : precipitation is low and taken back by evapotranspiration, and the stream does not contribute to the peat groundwater. It allows reduced conditions to be created in the peatland because oxygen is rapidly consumed by micro organisms. These conditions are necessary to maintain the peatland biogeochemical functioning. Although the chemical conditions have to be reduced, there is an inflow of oxygen and nutrients from the stream. The biogeochemical conditions and redox equilibrium of the peatland can be strongly modified by increased vertical outflow and correlated increased stream inflow. The oxyding bacterial activity can be stimulated and lead to peat mineralization.

6. Conclusion

The present study investigated hydrological relationships between a peatland and a related aquifer. Three peatland sites were investigated with different hydrogeological settings related to the aquifer.

The piezometric monitoring of the peat shows that the local groundwater flow in the peat is reversed between the wet and the dry periods although the stream water level remains mainly above the peat groundwater level. The hydrological setting is very different from one site to another. In the site influenced by aquifer pumping (*pumping site S*), the peatland is almost exclusively supplied by the river and precipitation inputs. Downstream, in reference site (*site G*), the horizontal groundwater flow of the peat depends on a temporary connection between the stream and the wetland.

Field study and water balance show that the hydraulic conductivity of the clay-rich layer is too high to constitute an efficient hydraulic barrier between the peatland and the sand aquifer. The sand and the peat aquifers are hydrogeologically connected. Moreover, the sand groundwater level controls the peat groundwater level. Wetland hydrology can not be investigated without taking into account the relationship with groundwater.

The main water balance components of the peat are precipitation inflow, evapotranspiration outflow and groundwater outflow from the peatland to the sand aquifer. The sand outflow, which can represent more than 30% of the rainfall input, depends on the vertical hydraulic gradient and clay hydraulic conductivity. The inflow from the stream to the peatland represents a minor component of the hydrologic budget but plays an important role since it maintains the groundwater level of the peat and influences the horizontal hydraulic gradient.

Our investigations emphasized peatland vulnerability. (1) The peatland is not an isolated reservoir but depends on underlying hydrogeological conditions. The peat-sand continuum implies that wetlands are highly sensitive to hydrogeological modifications such as aquifer evolution or exploitation. (2) The biogeochemical dynamic of the peatland depends on hydrogeological conditions. Wetlands are known for global reduced conditions during low-water periods. However, the hydrological conditions show an inflow from the stream to the peatland bringing oxygen and nutrients that destabilize the hydrochemical conditions of the peatland and lead to potential peat mineralization.

Acknowledgements

We would like to thank the Parc Naturel Régional des Marais du Cotentin (Regional Park) for the logistic support and Nicolas Guihot for field investigations. We also thank N. Fradin for English editing. This research was supported by the Conseil Régional de Basse-Normandie (Regional Council), the Conseil Général de la Manche (Departmental council) and Water Agency of Seine-Normandy river basin.

References

Anderson, M. G., and T. P. Burt (1978), The role of topography in controlling throughflow generation, *Earth Surf. Proc. Land., 3*, 331-344.

Armstrong, A. C. (1995), Hydrological model of peat-mound form with vertically varying hydraulic conductivity, *Earth Surf. Proc. Land., 20*, 473-477.

Baird, A. J. (1997), Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat, *Hydrol. Proc., 11*(3), 287-295.

Baird, A. J., and S. W. Gaffney (1994), Cylindrical piezometer responses in a humified fen peat, *Nord. Hydrol., 25*(3), 167-182.

Beckwith, C. W., A. J. Baird, and A. L. Heathwaite (2003), Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a peat bog. I : Laboratory measurements, *Hydrol. Proc., 17*(1), 89-101.

Boelter, D. H. (1965), Hydraulic conductivity of peats, *Soil Sci., 100*(4), 227-231.

Boelter, D. H. (1969), Physical properties of peats as related to degree of decomposition, Soil *Sci. Soc. Amer. Proc., 33*(4), 606-609.

Boulton, A. J. (1993), Stream ecology and surface-hyporheic hydrologic exchange: Implications, techniques and limitations, *Aust. J. Mar. Freshwater Res., 44*, 553-564.

Bradley, C. (1996), Transient modelling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire, *J. Hydrol., 185*, 87-114.

Bradley, C. (2002), Simulation of the annual water table dynamics of a floodplain wetland, Narborough Bog, UK, *J. Hydrol., 261*(1-4), 150-172.

Bromley, J., M. Robinson, and J. A. Barker (2004), Scale-dependency of hydraulic conductivity: an example from Thorne Moor, a raised mire in South Yorkshire, UK, *Hydrol. Proc., 18*(5), 973-985.

Burt, T. P., G. Pinay, F. E. Matheson, N. E. Haycock, A. Butturini, J. C. Clement, S. Danielescu, D. J. Dowrick, M. M. Hefting, A. Hillbricht-Ilkowska, and V. Maitre

(2002), Water table fluctuations in the riparian zone: comparative results from a pan-European experiment, *J. Hydrol., 265*(1-4), 129-148.

Chason, D. B., and D. I. Siegel (1986), Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, Northern Minnesota, *Soil Sci., 142*(2), 91-99.

Clément, J. C., L. Aquilina, O. Bour, K. Plaine, T. P. Burt, and G. Pinay (2003), Hydrological flowpaths and nitrate removal rates within a riparian floodplain along a fourth-order stream in Brittany (France), *Hydrol. Proc., 17*(6), 1177-1195.

Clymo, R. S. (2004), Hydraulic conductivity of peat at Ellergower Moss, Scotland, *Hydrol. Proc., 18*(2), 261-274.

Dai, T. S., and J. H. Sparling (1973), Measurement of hydraulic conductivity of peats, *Can. J. Soil Sci*., 53, 21-26.

Dasberg, S., and S. P. Neuman (1977), Peat hydrology in the Hula Basin, Israël : 1. Properties of Peat, *J. Hydrol., 32*, 219-239.

De Marsily, G. (1986), *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*, pp. 440, Academic Press Inc., Orlando, Florida.

Devito, K. J., A. R. Hill, and N. Roulet (1996), Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield, *J. Hydrol., 181*(1-4), 127-147.

Devito, K. J., J. M. Waddington, and B. A. Branfireun (1997), Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems, *Hydrol. Proc., 11*(1), 103-110.

Durand, P., C. Gascuez-Odoux, C. Kao, and P. Merot (2000), Une typologie hydrologique des petites zones humides ripariennes, *Etud. Gest. Sols, 7*(3), 207-218.

Evans, M. G., T. P. Burt, J. Holden, and J. K. Adamson (1999), Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995, *J. Hydrol., 221*(3-4), 141-160.

Fraser, C. J. D., N. T. Roulet, and M. Lafleur (2001), Groundwater flows patterns in a large peatland, *J. Hydrol., 246*, 142-154.

Freeze, R. A. and J. A. Cherry (1979), *Groundwater*, pp.604, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ 07632.

Gafni, A., and K. N. Brooks (1990), Hydraulic characteristics of four peatlands in Minnesota, *Can. J. Soil Sci., 70*, 239-253.

Gilvear, D. J., P. J. K. Sadler, J. H. Tellam, and J. W. Lioyd (1997), Surface water process and groundwater flow within a hydrologically complex floodplain wetland, Norfolk Broads, U.K., *Hydrol. Earth Syst. Sc., 1*(1), 115-135.

Hanrahan, E. T. (1954), An investigation of some physical properties of peat, Geotechnique, 4, 108-123.

Hayashi, M., G. Van der Kamp, and D. L. Rudolph (1998), Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 1. Water balance, *J. Hydrol.*, *207*(1-2), 42-55.

Healy, R. W. and P. G. Cook (2002), Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology journal*, *10*(1), 91-109.

Hemond, H. F., and J. C. Goldman (1985), On non-Darcian water flow in peat, *J. Ecol.*, *73*(2), 579-584.

Hill, B. M., and D. I. Siegel (1991), Groundwater flow and the metal content of peat, *J. Hydrol.*, *123*(3-4), 211-224.

Hinsby, K., P. L. Bjerg, L. J. Andersen, B. Skov, and E. V. Clausen (1992), A mini slug test method for determination of a local hydraulic conductivity of an unconfined sandy aquifer, *J. Hydrol.*, *136*(1-4), 87-106.

Holden, J. (2003), Runoff production in blanket peat covered catchments, *Water Resour. Res.*, *39*(7), 1191.

Holden, J., and T. P. Burt (2003a), Hydraulic conductivity in upland blanket peat: measurement and variability, *Hydrol. Proc.*, *17*(6), 1227-1237.

Holden, J., and T. P. Burt (2003b), Hydrological studies on blanket peat: the significance of the acrotelm-catotelm model, *J. Ecol.*, *91*(1), 86-102.

Hvorslev, M. J. (1951), *Time lag and soil permeability in ground-water observations*, pp. 50, U.S. Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station. Bull. 36, Vicksburg, Mississippi.

Ingram, H. A. P. (1983), Hydrology, *Ecosystems of the world, Vol 4A, Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*, A. J. P. Gore, pp. 67-158, Elsevier, Amsterdam.

Ingram, H. A. P., D. W. Rycroft, and D. J. A. Williams (1974), Anomalous transmission of water through certain peats, *J. Hydrol.*, *22*, 213-218.

Kellner, E., and S. Halldin (2002), Water budget and surface-layer water storage in a Sphagnum bog in central Sweden, *Hydrol. Proc.*, *16*(1), 87-103.

Ladouche, B., and P. Weng (2005), Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland, *J. Hydrol.*, *314*(1-4), 22-42.

Lafleur, P. M., and N. T. Roulet (1992), A comparison of evaporation rates from two fens of the Hudson Bay Lowland, *Aquat. Bot.*, *44*(1), 59-69.

Lee, D. R., and J. A. Cherry (1978), A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers, *J. Geol. Educ., 27*, 6-10.

Meyboom, P. (1967), Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage Basin: II. Hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation in south-central Saskatchewan, *Geological Survey of Canada Bulletin, 139*: 18-23.

Mitsch, W. J., and J. G. Gosselink (2000), *Wetlands*, pp. 920, John Wiley & Sons, Inc, New York.

Neuman, S. P., and S. Dasberg (1977), Peat hydrology in the Hula Basin, Israël : 2. Subsurface flow regime, *J. Hydrol., 32*, 241-256.

Owen, C. R. (1995), Water budget and flow patterns in an urban wetland, *J. Hydrol., 169*(1-4), 171-187.

Price, J. S. (1992), Blanket bog in Newfoundland. Part 2 : Hydrological processes, *J. Hydrol., 135*, 103-119.

Price, J. S., and S. M. Schlotzhauer (1999), Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland, *Hydrol. Proc., 13*(16), 2591-2601.

Reeve, A. S., D. I. Siegel, and P. H. Glaser (2000), Simulating vertical flow in large peatlands, *J. Hydrol., 227*, 207-217.

Reeve, A. S., J. Warzocha, P. H. Glaser, and D. I. Siegel (2001), Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota, *J. Hydrol., 243*(1-2), 91-100.

Rizzuti, A. M., A. D. Cohen, and E. M. Stack (2004), Using hydraulic conductivity and micropetrography to assess water flow through peat-containing wetlands, Int. *J. Coal Geol., 60*(1), 1-60.

Romanowicz, E. A., D. I. Siegel, and P. H. Glaser (1993), Hydraulic reversals and episodic methane emissions during drought cycles in mires, *Geology, 21*(3), 231-234.

Roulet, N. T. (1990), Hydrology of a headwater basin wetland. Groundwater discharge and wetland maintenance, *Hydrological Processes, 4*(4), 387-400.

Roulet, N. T. (1991), Stormflow Production in a Headwater Basin Swamp, *Nordic Hydrology, 22*(3), 161-174.

Rycroft, D. W., D. J. A. Williams, and H. A. P. Ingram (1975a), The transmission of water through peat I. Review, *J. Ecol., 63*, 535-556.

Rycroft, D. W., D. J. A. Williams, and H. A. P. Ingram (1975b), The transmission of water through peat II. Field experiments, *J. Ecol., 63*, 557-568.

Schlotzhauer, S. M., and J. S. Price (1999), Soil water flow dynamics in a managed cutover , Quebec : Field and laboratory investigations, *Water Resour. Res.*, *35*(12), 3675-3683.

Siegel, D. I. (1983), Ground water and the evolution of patterned mires, glacial lake Agassiz peatlands, northern Minnesota, *J. Ecol., 71*(2), 913-921.

Siegel, D. I. (1988), Recharge-Discharge Function of Wetlands Near Juneau, Alaska: Part I. Hydrogeological Investigations, *Groundwater, 26*(4), 427-434.

Siegel, D. I., and P. H. Glaser (1987), Groundwater flow in a bog-fen complex, lost river peatland, northern Minnesota, *J. Ecol., 75*(3), 743-754.

Surridge, B. W. J., A. J. Baird, and A. L. Heathwaite (2005), Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat, *Hydrol. Proc., 19*(6), 1227-1244.

Tortrat, F. (2001) Etude hydrogéologique et hydrochimique de la basse vallée de l´Ay. 30 pp, Université de Rennes, Mémoire de DEA, Rennes.

Van der Schaaf, S. (2004), A single well pumping and recovery test to measure in situ acrotelm transmissivity in raised bogs, *J. Hydrol., 290*(1-2), 152-160.

Vidal-Beaudet, L., and S. Charpentier (2000), Percolation theory and hydrodynamics of soil-peat mixtures, *Soil Sci. Soc. Amer. J., 64*, 827-835.

Vidon, P. G. F., and A. R. Hill (2004), Landscape controls on the hydrology of stream riparian zones, *J. Hydrol., 292*(1-4), 210-228.

Wise, W. R., M. D. Annable, J. A. E. Walser, R. S. Switt, and D. T. Shaw (2000), A wetland-aquifer interaction test, *J. Hydrol., 227*(1-4), 257-272.

Zeeb, P. J., and H. F. Hemond (1998), Hydrologic Response of a Wetland to Changing Moisture Conditions: Modeling Effects of Soil Heterogeneity, *Climatic Change, 40*(2), 211-227.

PARTIE III

CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE

PARTIE III

CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART

Les zones humides sont des écosystèmes particuliers à l'interface entre le milieu terrestre et aquatique. Les périodes d'immersion qui peuvent être plus ou moins longues leur confèrent des caractéristiques chimiques très différentes des autres écosystèmes.

1. Oxygène dissous et potentiel redox

La différence chimique majeure entre un sol submergé et un sol bien drainé est son état redox [Ponnamperuma, 1972]. L'oxygène dissous diffuse très lentement dans une solution aqueuse [Greenwood, 1961 *in* Mitsch and Gosselink, 2000]. En période d'inondations, quand tous les pores sont saturés, le faible taux de renouvellement de l'oxygène et sa consommation par les organismes aérobies imposent rapidement des conditions anoxiques dans le milieu, quelques heures voire quelques jours après la submersion [Ponnamperuma, 1972; Mitsch and Gosselink, 2000]. Le taux d'oxygène chute également rapidement avec la profondeur [Ponnamperuma, 1972; Sikora and Keeney, 1983].

Le potentiel redox Eh défini par rapport à l'électrode standard à hydrogène (ESH) décrit le caractère oxydant ou réducteur du milieu. Il varie globalement entre – 400 et + 800 mV [Ponnamperuma, 1972]. Les faibles potentiels redox (de – 400 à + 200 mV) caractérisent un milieu réducteur alors que des potentiels redox élevés (+ 300 à + 800 mV) témoignent d'un milieu aérobie avec des conditions oxydantes (Figure III - 3). L'abondance relative des formes oxydées ou réduites d'un couple redox [III - 1] est liée au potentiel redox Eh [Mitsch and Gosselink, 2000] défini selon l'équation de Nernst [III - 2].

$$a_{red} \leftrightharpoons a_{ox} + e^- \qquad \textbf{[III - 1]}$$

On obtient :

$$Eh = E° + \frac{0.059}{n} \log \frac{(a_{ox})}{(a_{red})} \qquad \textbf{[III - 2]}$$

Eh est le potentiel redox mesuré de la réaction (mV)
E° est le potentiel standard de référence de l'électrode de mesure
n est le nombre d'électrons transférés lors de la réaction
(a_{ox}) et (a_{red}) sont les activités respectives des espèces oxydées et réduites.

Cependant, les équilibres d'oxydoréduction ne sont pas respectés dans le système naturel : (1) Les réactions d'oxydoréduction sont très lentes. (2) Le système naturel est un système ouvert et dynamique. (3) De nombreuses réactions d'oxydoréduction se font par voie bactérienne et sont donc sensibles à l'activité biologique. (4) Les réactions d'oxydoréduction peuvent être indépendantes les unes des autres, le potentiel mesuré est un potentiel mixte résultant des différents couples redox du système. (5) Les conditions d'oxydoréduction ne sont pas homogènes et peuvent varier d'un microenvironnement à l'autre [Lindberg and Runnels, 1984; Shotyk, 1988; Stumm and Morgan, 1996].

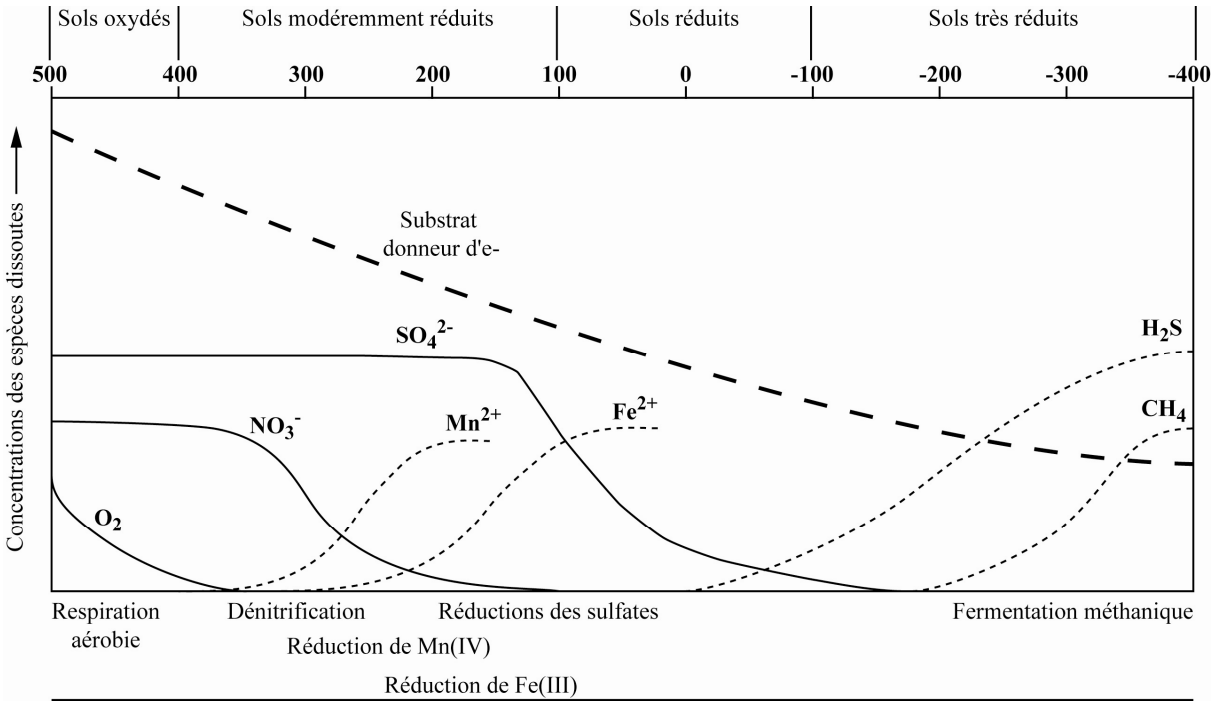


Figure III - 1 : Séquence chronologique des réactions de réduction attendues en zone humide [Ponnamperuma, 1972; Sikora and Keeney, 1983; Mariotti, 1994; Trolard et al., 1998; Mitsch and Gosselink, 2000]

Bien que le potentiel redox ne fournisse pas de données quantitatives, il s'est révélé être un outil qualitatif très efficace dans l'étude des séquences d'oxydoréduction observées dans les sols [Ponnamperuma, 1972; Mariotti, 1994; Stumm and Morgan, 1996; Hedin et al., 1998; Michelin, 2001]. La séquence thermodynamique est établie par l'ordre des réactions métaboliques fournissant le plus d'énergie (Tableau III - 1). La figure III-1 montre l'évolution de l'abondance des espèces dissoutes : O_2, NO_3^-, SO_4^{2-}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, H_2S et CH_4 en fonction des conditions d'oxydoréduction en zone humide. En milieu oxique, la respiration des organismes aérobies consomme l'oxygène. Lorsque les conditions deviennent anoxiques, les nitrates sont consommés par des organismes anaérobies qui les utilisent comme accepteurs

d'électrons pour dégrader la matière organique. Lorsque le potentiel redox décroit, le manganèse, le fer et les sulfates sont réduits [Stumm and Morgan, 1996; Hedin et al., 1998].

Les réactions redox décrites dépendent des conditions redox du milieu et des concentrations des réactants et des produits. Dans les milieux à fort pH avec des concentrations élevées en sulfites S^{2-} et faibles en SO_4^{2-}, les bactéries sulfato-réductrices ne peuvent pas toujours rivaliser avec les bactéries méthanogènes [Hedin et al., 1998]. De même, la dénitrification peut être très compétitive de la respiration en terme d'énergie (Tableau III - 1) et peut débuter alors qu'il reste encore de l'oxygène dans le milieu [Mariotti, 1994].

Processus redox	Réaction chimique	$\Delta G°_w$ (kJ)[1]	Potentiel redox (mV)
Respiration aérobie Consommation O_2	$CH_2O + O_2 \rightleftharpoons CO_2 + H_2O$	- 502.1	+ 500 à + 350
Dénitrification Réduction des nitrates	$CH_2O + \frac{4}{5}NO_3^- + \frac{4}{5}H^+ \rightleftharpoons CO_2 + \frac{2}{5}N_2 + \frac{7}{5}H_2O$	-476.6	+ 350 à + 100
Réduction du Manganèse Mn(IV)	$CH_2O + 2MnO_2 + 4H^+ \rightleftharpoons 2Mn^{2+} + CO_2 + 3H_2O$	-340.2	< + 400
Réduction du Fer Fe(III)	$CH_2O + 4Fe(OH)_3 + 8H^+ \rightleftharpoons 4Fe^{2+} + CO_2 + 11H_2O$	-115.9	< + 400
Réduction des sulfates	$CH_2O + \frac{1}{2}SO_4^{2-} + \frac{1}{2}H^+ \rightleftharpoons \frac{1}{2}HS^- + CO_2 + H_2O$	-104.6	0 à - 150
Fermentation méthanique	$CH_2O + \frac{1}{2}CO_2 \rightleftharpoons \frac{1}{2}CH_4 + CO_2$	-92.9	< - 150

[1] *$\Delta G°_w$ est l'énergie libre de la réaction chimique tel que $\Delta G°_w = \Delta G° - RT\ ln[H^+]^c$ où $\Delta G°$ est défini dans les conditions normales de température (25°C) et de pression (pression atmosphérique) et à pH = 7, c est le coefficient stochiométrique de H^+, R est la constante des gaz parfaits et T est la température en Kelvin.*

Tableau III - 1 : Séquence des réactions redox [Ponnamperuma, 1972; Sikora and Keeney, 1983; Mariotti, 1994; Hedin et al., 1998; Mitsch and Gosselink, 2000]

Cependant, d'autres processus (minéralisation/précipitation de minéraux, adsorption/ désorption, complexation, etc.) peuvent avoir un rôle majeur. Il convient de replacer les différents éléments chimiques N, S, Fe et C dans des cycles biogéochimiques plus globaux afin de comprendre leur évolution dans le milieu naturel.

2. Le cycle de l'azote

L'azote existe sous plusieurs degrés d'oxydation NO_3^-, NO_2^-, NO, N_2O, N_2, NH_3 et NH_4^+ (Tableau III - 2).

Espèces azotées	Nom	Degré d´oxydation
NO_3^-	Nitrates	+ VI
NO_2^-	Nitrites	+ III
NO	Oxyde nitrique	+ II
N_2O	Oxyde nitreux	+ I
N_2	Azote	0
NH_3 (NH_4^+)	Ammonium	- III

Tableau III - 2 : Etat d'oxydation de l'azote

Dans un sol, l'azote est issu principalement de la décomposition et de la minéralisation de la matière organique, des dépôts atmosphériques et des eaux d'inondations [Bai et al., 2005]. La **minéralisation** (Figure III - 2) de l'azote convertit l'azote organique en ammonium NH_4^+ au cours de la dégradation de la matière organique [III – 3] et [III – 4] :

$$NH_2CONH_2 + H_2O \leftrightharpoons 2\ NH_3 + CO_2 \qquad \textbf{[III - 3]}$$

$$NH_3 + H_2O \leftrightharpoons NH_4^+ + OH^- \qquad \textbf{[III - 4]}$$

Cette réaction d'**ammonification** peut se faire en conditions aérobies ou anaérobies. NH_4^+, une fois présent dans le milieu, peut (1) être adsorbé par les plantes ou par les microorganismes anaérobies et être reconverti directement en matière organique ; (2) être transformé en NH_3 pour des valeurs de pH > 8 et rejoindre l'atmosphère par **volatilisation ;** (3) être mobilisé à la surface des molécules organiques du sol chargées négativement à travers des échanges cationiques ; (4) être oxydé en NO_3^- en conditions aérobies.

Les nitrates sont produits dans les niveaux supérieurs par **nitrification**, c'est à dire oxydation des NH_4^+ diffusés depuis le niveau sous-jacent réduit. En effet, en conditions réductrices, les ions NH_4^+ peuvent s'accumuler dans le milieu alors qu'en conditions oxydantes ils sont rapidement oxydés en NO_3 en deux réactions successives [III - 5] et [III - 6] catalysées par des bactéries [Reynolds and Edwards, 1995]. La différence de concentration entre les deux niveaux instaure un gradient de diffusion ascendant des ions NH_4^+.

$$2\ NH_4^+ + 3\ O_2 \leftrightharpoons 2\ NO_2^- + 2\ H_2O + 4\ H^+ \qquad \textbf{[III - 5]}$$

$$2\ NO_2^- + O_2 \leftrightharpoons 2\ NO_3^- \qquad \textbf{[III - 6]}$$

Les **nitrates** constituent la phase inorganique dissoute la plus mobile des formes azotées [Reynolds and Edwards, 1995]. Ils peuvent être rapidement transportés et exportés en fonction des conditions des flux de surface, de subsurface ou souterrains. Les NO_3 peuvent également être assimilés par les plantes et les microorganismes par réduction assimilative. L'énergie libérée lors de la rupture des liaisons N-O est utilisée pour la croissance et le métabolisme des microorganismes. L'azote est intégré aux tissus organiques par exemple sous forme d'acides aminés ou d'autres molécules organiques. Les nitrates ne sont pas réellement éliminés du milieu, on parle de processus d'**immobilisation**, car l'azote est stocké dans les tissus organiques et à la mort de l'organisme, l'azote organique peut être minéralisé à nouveau en nitrates.

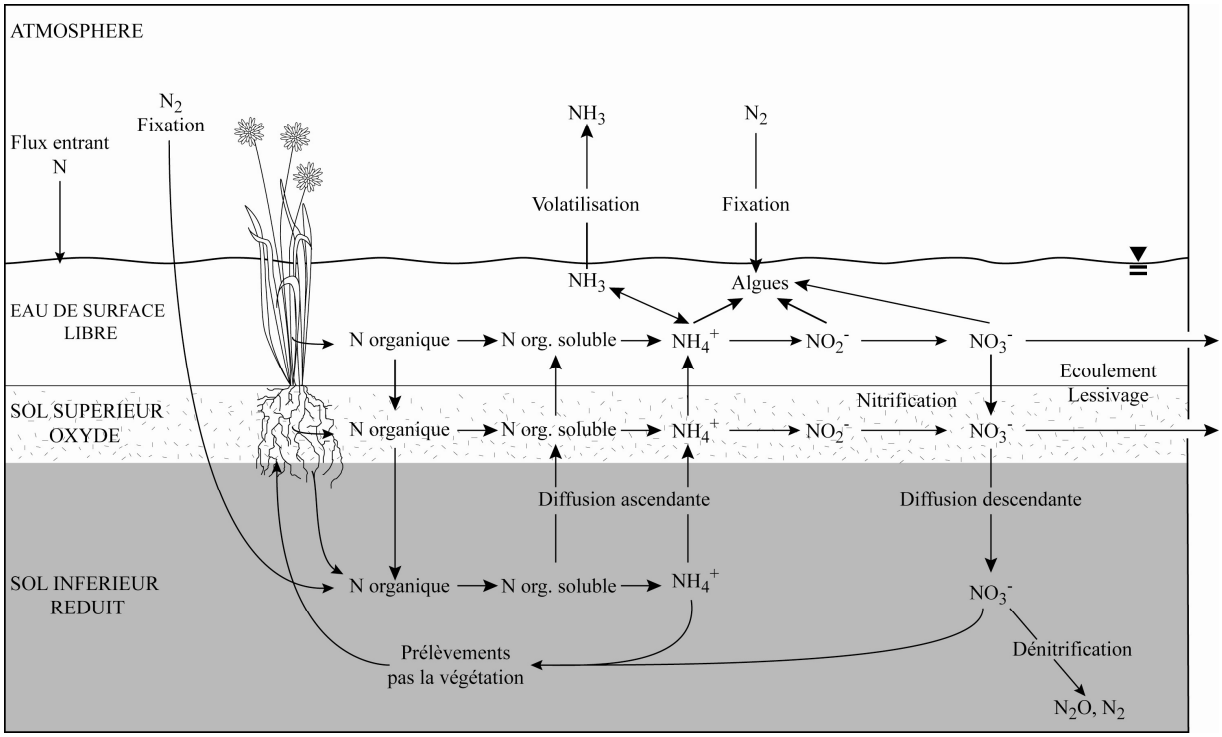


Figure III - 2 : Transformations de l'azote en zone humide, d'après [Mitsch and Gosselink, 2000].

Dans des conditions réductrices, les nitrates sont majoritairement éliminés du milieu par un processus de **dénitrification**. Les bactéries dénitrifiantes les utilisent comme accepteurs finaux d'électrons. Contrairement à la réduction assimilative, au cours de la dénitrification, l'azote est rejeté dans le milieu sous forme de N_2 ou de N_2O. La dénitrification peut être autotrophe [III - 7] ou hétérotrophe [III - 8] [Knowles, 1982].

$$CH_2O + \frac{4}{5} NO_3^- + \frac{4}{5} H^+ \leftrightharpoons CO_2 + \frac{2}{5} N_2 + \frac{7}{5} H_2O \qquad \textbf{[III - 7]}$$

$$5\ FeS_2 + 14\ NO_3^- + 4\ H^+ \leftrightharpoons 7\ N_2 + 10\ SO_4^{2-} + 2\ H_2O \qquad \textbf{[III - 8]}$$

La dénitrification peut être initiée dès que le potentiel redox descend en dessous de 200 – 300 mV/ESH [Kralova et al., 1992; Cey et al., 1999]. Les conditions réductrices nécessaires sont fréquemment atteintes dans les zones humides et la dénitrification y est un processus naturel épurateur particulièrement actif. Cependant, plusieurs facteurs peuvent influencer le taux de dénitrification [Cirmo and Mc Donell, 1997].

(1) La disponibilité du substrat organique, donneurs d'électrons [Ponnamperuma, 1972; Knowles, 1982].

(2) La qualité de la matière organique et donc son taux de minéralisation.

(3) Les teneurs en NO_3, de fortes concentrations en nitrates peuvent accroître le taux de diffusion des NO_3 vers des sites anaérobies et affecter la cinétique apparente de réduction des NO_3 dans le milieu [Knowles, 1982].

(4) L'acidité du milieu, la dénitrification est limitée voir inhibée dans des conditions de pH acide [Knowles, 1982].

(5) La température [Ponnamperuma, 1972; Luo et al., 1999; Bachand and Horne, 2000; Mitsch et al., 2005], le taux de dénitrification augmente avec la température jusqu'à un maximum de 60-75°C au-delà duquel il décline rapidement [Knowles, 1982]. Dans les gammes de basses températures, le taux de dénitrification diminue significativement mais est encore mesurable entre 0 et 5°C [Knowles, 1982; Koba et al., 1997]. La température agit sur le nombre et l'activité des bactéries dénitrifiantes [Gordon et al., 1986].

(6) La teneur en eau du sol, elle facilite le développement de microsites anaérobies où peut se dérouler la dénitrification et favorise la diffusion des nitrates et du carbone soluble vers ces microsites [Luo et al., 1999].

3. Le cycle du soufre

Les sédiments d'eau douce sont dominés par la chimie du soufre organique qui est relativement complexe compte tenu de la variabilité des états d'oxydation (-II à +VI) (Tableau III - 3), des différents états solubles, solides et/ou gazeux du soufre en conditions naturelles [Giblin and Wieder, 1992; Luther and Church, 1992; Bottrell and Novak, 1997].

Espèces soufrées	Nom	Degré d´oxydation
SO_4^{2-}	Sulfate	+ VI
S_2O_3	Thiosulfate	+ II
S	Soufre élémentaire	0
S^{2-}	Sulfure	- II

Tableau III - 3 : Etat d'oxydation du soufre [Mitsch and Gosselink, 2000]

Dans les sols de zone humide, le soufre total représente de 0,2 à 16 % de la matière sèche [Giblin and Wieder, 1992]. La concentration en soufre total dépend de la profondeur : elle augmente progressivement jusqu'à un maximum situé entre 10 et 40 cm puis diminue au-delà de cette profondeur [Bayley et al., 1986; Novak and Wieder, 1992; Devito and Hill, 1999; Chapman, 2001; Novak et al., 2005]. Cette distribution dépend directement des équilibres de réduction/oxydation et minéralisation/immobilisation du milieu [Novak and Wieder, 1992].

Dans la tourbe, **le soufre organique** représente près de 75% du soufre total [Brown and MacQueen, 1985b; Spratt et al., 1987; Wieder and Lang, 1988; Urban et al., 1989; Novak

and Wieder, 1992; Eimers et al., 2003]. La concentration en soufre organique suit le même modèle de distribution que le soufre total : elle augmente jusqu'à un maximum proche de la surface (10 – 40 cm de profondeur), puis diminue progressivement dans le bas du profil. La phase organique se compose **d'ester sulfate** et de **soufre lié au carbone** ou *Carbon-Bonded-Sulfur* [Spratt et al., 1987; Wieder and Lang, 1988; Novak and Wieder, 1992; Mandernack et al., 2000; Chapman, 2001; Eimers et al., 2003]. Les amino-acides contenant du soufre comme la cystéine, la méthionine et la cystine (Figure III - 3) sont contenus dans les plantes et les microorganismes et représentent une importante part du soufre lié au carbone de la tourbe. H_2S issu de la réduction des sulfates [III – 9] peut également réagir avec la matière organique et produire du soufre lié au carbone [Casagrande et al., 1979; Brown and MacQueen, 1985a; Brown and McQueen, 1985b; Wieder and Lang, 1988]. Le soufre lié au carbone apparaît plus stable que les autres composés soufrés, c'est-à-dire que son taux de formation est supérieur à son taux de minéralisation, expliquant ainsi son abondance [Novak and Wieder, 1992].

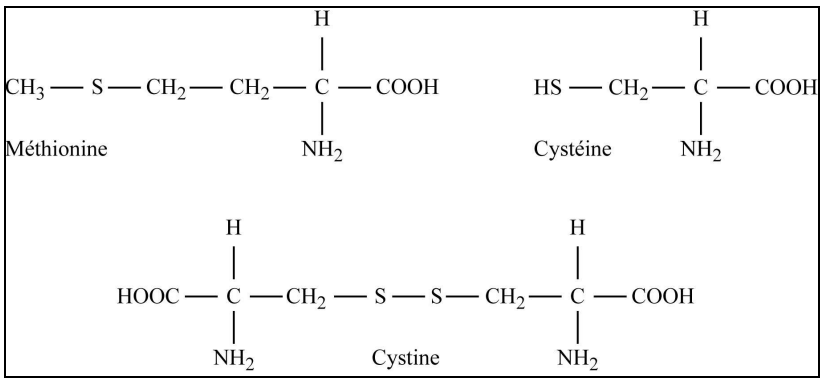


Figure III - 3 : Formule des amino-acides Méthionine, Cystéine et Cystine

La fraction inorganique peut représenter près de 25% du soufre total mais reste souvent faible (Tableau III - 3). Elle diminue avec la profondeur car la minéralisation chute à cause de la baisse de la disponibilité du substrat organique [Spratt et al., 1987; Novak and Wieder, 1992]. La fraction inorganique se compose de **sulfure d'hydrogène** (H_2S), **de sulfure de fer** (FeS), de **pyrite** (FeS_2), de **soufre natif** (S°) et de **sulfates** (SO_4^{2-}) dont les proportions dépendent des paramètres physico-chimiques du milieu (pH, Eh) mais aussi de la concentration en SO_3^{2-}, en Fe et des facteurs biologiques comme l'activité des microorganismes [Wieder and Lang, 1988]. Différents modèles de distribution de la phase inorganique ont donc été observés. Dans une tourbière acide à pins située dans le New Jersey (Etats-Unis), Spratt et al. [1987] ont montré que les sulfures étaient dominants en surface (2.5 - 5 cm de profondeur) avec H_2S-FeS > S° > SO_4^{2-} > FeS_2, alors qu'en profondeur (7.5 - 10 cm de prof.), la pyrite était prépondérante : FeS_2 > H_2S-FeS > S° > SO_4^{2-}.

La végétation joue un rôle sur la distribution du S inorganique. Il a été montré, dans le marais tourbeux boisé d'Okefenokee en Géorgie (Etats-Unis), que S° était prépondérant dans la zone où l'espèce végétale *Taxodium* dominait avec $S° > SO_4^{2-} > FeS_2 > H_2S$, alors que les sulfates étaient majoritaires dans la zone où domine l'espèce *Nymphea* avec $SO_4^{2-} > FeS_2 > S° > H_2S$ [Casagrande and Erchull, 1977]. Dans des tourbes acides à *Sphagnum* du Minnesota (Etats-Unis), la distribution de S inorganique est uniforme, la pyrite étant prépondérante en tout point de la tourbière [Urban et al., 1989].

S_{inorg} (% S_{total})	Localisation	Référence
< 10 %	Tourbière de Tillingbourne, comté de Surrey *(Angleterre)*	Brown and McQueen [1985]
12 – 16 %	Marais tourbeux du New Jersey *(Etats-Unis)*	Spratt et al. [1987]
< 10 %	Marais de Bog Run, ouest de la Virgine *(Etats-Unis)*	Wieder and Lang [1988]
1 – 2%	Bassin versant de Marcell, Minnesota *(Etats-Unis)*	Urban et al.[1989]
2 – 24 %	9 zones humides *(7 aux Etats-Unis et 2 en Tchécoslovaquie)*	Novak and Wieder [1992]
8 %	Tourbière *(nord de l´Ecosse)*	Chapman [2001]
< 25 %	Tourbes de zones humides du centre de l´Ontario *(Canada)*	Eimers et al. [2003]

Tableau III - 4 : Fraction de soufre inorganique dans différentes zones humides

Dans la tourbe, la phase inorganique ne constitue pas un réservoir important de soufre. Cependant, elle est impliquée dans un cycle dynamique rapide de recyclage du soufre [Urban et al., 1989]. La quantité de soufre passant par le pôle inorganique peut être 3.5 à 4 fois plus élevée que celle passant par le pôle organique [Wieder and Lang, 1988]. Ce dernier se renouvelle lentement. Novak et Wieder [1992] ont montré ainsi que dans une tourbière à *Sphagnum*, les sulfates, bien qu'en faible concentration, ont un taux de renouvellement bien plus rapide que les autres phases inorganiques et organiques.

Le cycle du soufre

Le cycle du S est complexe et fait intervenir de nombreux composés soufrés organiques ou inorganiques avec un degré d'oxydation variable [Giblin and Wieder, 1992; Luther and Church, 1992; Bottrell and Novak, 1997; Chapman, 2001]. La dynamique du cycle du soufre (Figure III - 4) fait intervenir des processus d'immobilisation/minéralisation, de réduction/oxydation et de désorption/adsorption [Chapman, 2001; Eimers et al., 2004].

L'incorporation du soufre dans la matière organique peut se faire par trois mécanismes [Brown, 1986] (Figure III - 4) :

(1) le prélèvement par les plantes,

(2) l'assimilation microbienne,

(3) la réaction d'H_2S issu de la réduction des sulfates, avec des substances humiques.

Les plantes prélèvent les sulfates directement dans le milieu, s'en suit une réduction assimilative sous forme de protéines ou par estérification [Brown, 1986; Evans et al., 1997].

Ce mode de fixation pourrait être une des sources majeures d'incorporation du soufre à la matière organique compte tenu du fait que près de la moitié des besoins des végétaux provient de la réoxydation et du recyclage du soufre dans la tourbe [Brown and MacQueen, 1985a; Urban et al., 1989].

Les bactéries en conditions anaérobies utilisent les sulfates comme accepteurs d'électrons pour la respiration microbienne [Howarth and Stewart, 1992; Bottrell and Novak, 1997; Moreno-Vivián and Ferguson, 1998]. Dans les sols bien drainés, les amino-acides de soufre provenant des plantes et des micro-organismes sont une source majeure de soufre organique. Cependant, dans des sols où la fraction organique est prédominante comme les sols forestiers ou les tourbières saturées, la phase organique provient essentiellement de l'incorporation des sulfates à la matière organique en milieu anaérobie [Brown and MacQueen, 1985b; Strickland et al., 1985; Autry et al., 1989]. Les SO_4 sont généralement peu ou pas réactifs dans un environnement naturel anaérobie, ce qui rend peu probable une incorporation chimique directe et nécessite une conversion des SO_4 sous une forme active. H_2S serait l'intermédiaire, issu de la réduction des SO_4, il peut réagir avec la matière organique et produire du soufre organique incorporé aux substances humiques de la tourbe [Casagrande et al., 1979; Brown and MacQueen, 1985b].

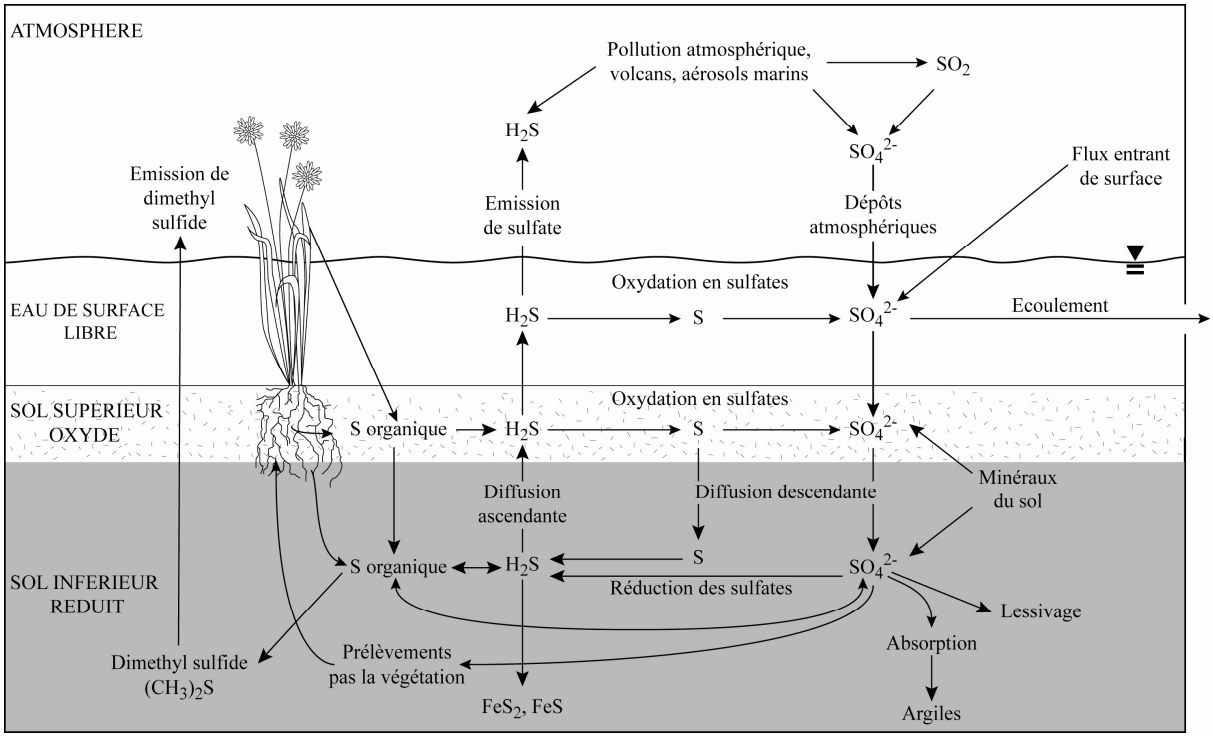


Figure III - 4 : Schéma du cycle du soufre en zone humide d'eau douce mettant en évidence que les espèces organiques peuvent être converties en espèces inorganiques et inversement [Mitsch and Gosselink, 2000].

La réduction bactérienne des sulfates (Tableau III - 1) peut être assimilatrice ou dissimilatrice [Chapman and Davidson, 2001]. La réduction assimilatrice réduit les sulfates sous forme d'ions ou de molécules pouvant être assimilés par la biomasse des plantes et des microorganismes [Moreno-Vivián and Ferguson, 1998; Chapman, 2001]. La réduction non assimilatrice est le mécanisme prépondérant d'élimination où les SO_4 sont réduits en H_2S [Brown, 1986; Moreno-Vivián and Ferguson, 1998]. Dans des conditions anaérobies, les bactéries sulfatoréductrices comme *Desulfivibrio* réduisent les SO_4 en H_2S [III - 9] [Brown, 1986 ; Howarth and Stewart, 1992; Adamson et al., 2001] tel que :

$$SO_4^{2-} + 2\,(CH_2O) + 2\,H^+ \rightleftharpoons H_2S + 2\,CO_2 + 2\,H_2O \qquad \textbf{[III - 9]}$$

Cette réaction consomme des ions H^+ et contribue à réduire l'acidité du milieu. Cependant, un faible pH peut avoir un effet négatif sur la viabilité des bactéries sulfatoréductrices [Casagrande et al., 1977]. Les molécules d'H_2S, une fois produites, sont libérées dans le milieu. Une partie réagit avec le fer et forme des sulfures (FeS) ou de la pyrite (FeS_2) [Brown and MacQueen, 1985a; Chapman and Davidson, 2001]. Une faible proportion s'échappe sous forme de gaz vers l'atmosphère [Brown and MacQueen, 1985a; Brown and MacQueen, 1985b; Urban et al., 1989; Adamson et al., 2001; Chapman, 2001]. Le reste s'accumule dans le milieu. Il peut être réoxydé ultérieurement dans des conditions oxydantes lors de l'émersion de la tourbe ou interagir avec des substances humiques et être incorporé à la phase organique via les plantes ou les microorganismes [Bayley et al., 1986; Wieder and Lang, 1988]. Brown et MacQueen [1985b] ont incorporé des $^{35}SO_4$ radioactifs dans de la tourbe et ont montré qu'au bout de 3 semaines, 2.2 % étaient restés sous forme soluble, 11 % avaient rejoint la phase volatile acide H_2S et que la dernière fraction était incorporée à la matière organique.

Plusieurs facteurs peuvent influencer le taux de réduction des sulfates :

(1) la température : elle stimule l'activité bactérienne principalement en surface [Williams, 1967; Holmer and Storkholm, 2001] ;

(2) la disponibilité du substrat organique : il peut limiter le taux de réduction des sulfates [Wieder and Lang, 1988; Holmer and Storkholm, 2001] ;

(3) l'oxygène : sa présence peut être un facteur limitant des processus de réduction [Holmer and Storkholm, 2001; Bottrell et al., 2004] ;

(4) La concentration en sulfate : elle peut limiter le taux de réduction des SO_4 [Swank et al., 1984; Howarth and Stewart, 1992; Holmer and Storkholm, 2001] ;

(5) Le niveau de la surface libre : il influence l'extension des zones anaérobies et aérobies de la tourbe délimitant ainsi les zones de réduction active des SO_4 [Spratt et al., 1987]. Adamson et al. [2001] ont montré que les organismes sulfato-réducteurs sont concentrés autour de la zone de battement de la nappe, au-delà de 32 cm de profondeur dans la tourbe, ils ne sont plus détectés. La présence de sulfates au-delà de 50 cm de profondeur montre donc qu'ils proviennent de la couche supérieure et ont été transportés par diffusion.

(6) La végétation : elle influence la nature du substrat organique. Une tourbière sans couverture à un taux de réduction nettement plus efficace qu'une tourbière à *Sphagnum* où la photosynthèse peut maintenir une certaine oxygénation du milieu et limiter ainsi la réduction des SO_4 [Spratt et al., 1987].

Plusieurs mécanismes sont impliqués dans la **production des sulfates** in situ. Les SO_4 proviennent de l'oxydation des composés soufrés réduits, organiques (ester sulfate et soufre lié au carbone) ou inorganiques (H_2S, FeS_2 et S°) dont il est souvent difficile de faire la part. Généralement, la proportion de sulfates relargués par rapport à la concentration totale en soufre de la tourbe est relativement faible, inférieure à 2 % [Eimers et al., 2003] ce qui ne permet pas de savoir si les sulfates proviennent d'une oxydation du soufre organique ou inorganique [Devito and Hill, 1999; Eimers et al., 2003].

Oxydation de la fraction inorganique

H_2S. L'oxydation de H_2S [III - 10], en conditions aérobies, produit de l'acide sulfurique H_2SO_4 qui se dissocie en acidifiant le milieu [Howarth and Stewart, 1992; Adamson et al., 2001].

$$H_2S + 2\ O_2 \rightleftharpoons SO_4^{2-} + 2H^+ \qquad \textbf{[III - 10]}$$

Pyrite. En conditions aérobies la pyrite peut être oxydée [III - 11] selon un processus assez complexe et lent nécessitant le transfert de 7 électrons [Rimstidt and Vaughan, 2003]. En laboratoire, l'oxydation expérimentale de la tourbe en présence d'oxygène montre que les espèces O_2, SO_4^{2-} et la pyrite (FeS_2) ne sont pas à l'équilibre dans l'équation [III - 11]. L'abondance de Fe^{2+} dans le milieu conduit à une précipitation des oxydes de fer [III - 12] [Kamei and Ohmoto, 2000].

$$FeS_2 + \frac{7}{2}O_2 + H_2O \rightleftharpoons 2\ SO_4^{2-} + 2\ H^+ + Fe^{2+} \qquad \textbf{[III - 11]}$$

$$FeS_2 + \frac{15}{4}O_2 + \frac{7}{2}H_2O \rightleftharpoons Fe(OH)_3 + 2\ SO_4^{2-} + 4\ H^+ \qquad \textbf{[III - 12]}$$

Cependant il est également possible d'oxyder la pyrite en milieu anaérobie grâce à Fe(III) et cela relativement rapidement. Singer et Stumm [1970] décrivent un cycle de propagation tel que les ions Fe^{3+} sont recyclés à la fin de la réaction [III – 13], [III – 14] et [III – 15] [Singer and Stumm, 1970; Moses et al., 1987].

$$FeS_2 + 14\ Fe^{3+} + 8\ H_2O \rightleftharpoons 15\ Fe^{2+} + 2\ SO_4^{2-} + 16\ H^+ \qquad \textbf{[III - 13]}$$

$$14\ Fe^{2+} + \frac{7}{2} O_{2aq} + 14\ H^+ \rightleftharpoons 14\ Fe^{3+} + 7\ H_2O \qquad \textbf{[III - 14]}$$

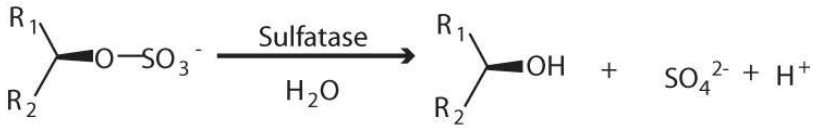
$$FeS_2 + \frac{7}{2} O_2 + H_2O \rightleftharpoons Fe^{2+} + 2\ SO_4^{2-} + 2\ H^+ \qquad \textbf{[III - 15]}$$

S natif. Dans les sols tourbeux, le soufre natif S° n'est généralement présent qu'en faible quantité mais peut produire des SO_4 et l'acidification du milieu [III - 16] [Spratt et al., 1987; Howarth and Stewart, 1992].

$$S° + \frac{3}{2} O_2 + H_2O \leftrightharpoons SO_4^{2-} + 2H^+ \qquad \textbf{[III - 16]}$$

Oxydation de la fraction organique

Ester-sulfate. L'oxydation de la fraction organique produit également des sulfates. Les esters-sulfates sont des composés organiques possédant des liaisons $N–O–SO_3^-$, $N–SO_3^-$, et/ou $C–O–SO_3^-$ et peuvent représenter 25% du soufre total dans la tourbe [Fitzgerald, 1976; Casagrande and Siefert, 1977; Casagrande et al., 1977]. Dans la tourbe, ils sont probablement d'origine microbienne [Houghton and Rose, 1976; Wieder and Lang, 1988]. Plusieurs études mettent en évidence leur rôle dans le cycle du soufre [Fitzgerald, 1976; King and Klug, 1980; Mandernack et al., 2000; Chapman and Davidson, 2001]. En conditions anaérobies, l'hydrolyse des esters-sulfates [III - 17] par l'intermédiaire des microorganismes du sols ou des racines des plantes produit des SO_4 [King and Klug, 1980].



[III - 17]

[Wallner et al., 2004]

Soufre lié au carbone. Les soufres liés au carbone sont des composés organiques contenant des liaisons C–S, il s'agit principalement d'acides aminés comme la cystéine, la cystine ou la méthionine (Figure III - 3) pour la plupart dérivés de la litière et de racines mortes [Casagrande and Siefert, 1977]. Ils sont minéralisés moins rapidement que les esters

sulfates. Cette fraction est moins facilement décomposée, moins disponible pour les plantes et les microorganismes [Edwards, 1998].

4. Le cycle du fer

Le fer en solution est contrôlé par les équilibres de réduction/oxydation et de dissolution/précipitation [Ponnamperuma, 1972; Maitre, 1991; Bourrié et al., 1994]. Il existe sous deux formes impliquées dans les équilibres redox [Todorova et al., 2005] :

(1) Le fer ferreux Fe(II) est la forme réduite du fer. Sa plus forte solubilité facilite sa mobilité et le rend plus facilement disponible pour les microorganismes [Mitsch and Gosselink, 2000]. Les conditions réductrices des sols inondés favorisent la forme Fe(II) qui peut se transformer en Fe_3O_4 magnétite et Fe_3O_4 amorphe [Brennan and Lindsay, 1996].

(2) Le fer ferrique Fe(III) est la forme oxydée. Peu soluble, le Fe(III) est relativement immobile [Mitsch and Gosselink, 2000]. Il peut précipiter sous la forme d'oxyhydroxydes de fer [Todorova et al., 2005]. Dans les sols, les ligands organiques provenant de la dégradation de la matière organique peuvent complexer le Fe(III) et ainsi accroître sa solubilité et sa stabilité [Stumm and Morgan, 1996; Steinmann and Shotyk, 1997b, a]. Dans les sols bien aérés, le fer est principalement présent sous la forme d'oxyhydroxydes de fer incluant principalement $Fe(OH)_3$-*amorphe*, FeOOH-*goetite* et FeOOH-*hématite* [Brennan and Lindsay, 1996].

Le Fe(II) est généralement produit in situ dans une zone humide par réduction microbienne du Fe(III) [Todorova et al., 2005]. La réduction dissimulatrice du fer [III - 18] correspond à une réduction du fer avec comme donneurs d'e- un substrat organique [Drever, 1997].

$$CH_2O + 4\ Fe(OH)_3 + 8\ H^+ \leftrightharpoons CO_2 + 4\ Fe^{2+} + 11\ H_2O \qquad \textbf{[III - 18]}$$

La réduction du fer est un mécanisme bien connu dans les zones humides compte tenu des conditions réductrices du milieu liées à la submersion et à l'abondance de substrats organiques. Cette réaction est largement favorisée dans les milieux acides en présence de bactéries sulfato-réductrices [Singer and Stumm, 1970; Ponnamperuma, 1972]. La réduction du fer conduit à une augmentation du fer en solution et un accroissement du pH (Equation [III - 18]) [Ponnamperuma, 1972]. De plus, la réduction du fer en produisant du Fe(II) stimule la décomposition de la matière organique [Todorova et al., 2005; Van Bodegom et al., 2005]. En effet, la présence du Fe(II) stimule l'activité d'une enzyme la phénol-oxydase, cet enzyme

oxyde les composés phénoliques dont la présence est un facteur limitant de la dégradation de la matière organique.

En conditions anaérobies, la réduction de Fe(III) provoque une libération des ions Fe(II) dans la solution. Pour cette raison, Fe(II) a souvent été utilisé comme un indicateur de la réduction du fer et des conditions réductrices du milieu [Todorova et al., 2005]. Cependant l'origine du Fe(II) peut être multiple :

- dissolution réductrice du Fe(III),
- dissolution minérale (ex : pyrite).

Un des processus importants influençant la concentration de Fe^{2+} dans la solution est la précipitation de sulfures de fer FeS et FeS_2 [Brown and MacQueen, 1985a; Chapman and Davidson, 2001; Todorova et al., 2005]. La pyrite est souvent la phase prépondérante de la fraction inorganique du pôle soufre dans la tourbe mais sa formation est restreinte aux zones anaérobies de subsurface riches en matière organique dépendante de la disponibilité de Fe^{2+} et d'H_2S [Marius, 1977; Brown, 1986; Spratt et al., 1987; Urban et al., 1989; Howarth and Stewart, 1992 ; Mandernack et al., 2000; Eimers et al., 2003].

L'alternance des conditions oxiques – anoxiques liée à la variation de la surface libre influence les conditions redox, la solubilité et la spéciation du fer [Steinmann and Shotyk, 1997b]. Pendant la phase désaturée, le fer solide est oxygéné et stable à la surface de la tourbe. Quand les conditions deviennent saturées, l'horizon supérieur devient anoxique, le fer se transforme en Fe(II) soluble par réduction dissimilative. Dans l'horizon profond, les conditions réductrices favorisent la production de Fe(II) qui en réponse au gradient de concentration diffuse vers la surface. Dans l'horizon supérieur, Fe(II) est oxydé sous forme solide et/ou adsorbé sur la matière organique [Steinmann and Shotyk, 1997b].

5. Le cycle du carbone

Les transformations du carbone dans les zones humides sont décrites dans la figure III-5. La photosynthèse [III - 19] et la respiration aérobie (Tableau III - 1) prédominent dans l'horizon oxique.

$$6\ CO_2 + 12\ H_2O + \xi_{lumineuse} \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2 + 6\ H_2O \qquad \textbf{[III - 19]}$$

Dans la zone réduite, les conditions anoxiques favorisent la respiration anaérobie pour dégrader la matière organique. Cette réaction est moins efficace en terme d'énergie et généralement localisée à proximité des zones aérobies [Mitsch and Gosselink, 2000]. Les conditions de submersion dans les zones humides inhibent la décomposition de la matière organique, les tourbières peuvent ainsi stocker de grandes quantités de carbone [Waddington

and Roulet, 1997; Van Bodegom et al., 2005]. Sous des conditions sèches ou de drainage, le carbone stocké dans la tourbière peut se minéraliser et être perdu vers l'atmosphère sous forme de CO_2 [Waddington and Roulet, 1997]. En conditions humides quand la tourbière est saturée pour un potentiel redox inférieur à –150 mV (Tableau III - 1), les pertes de carbone peuvent être dues au processus de fermentation (émission de CH_4) (Tableau III - 1, Figure III - 1 et III - 5) ou par lessivage et export du COD par les flux d'eau souterraine [Waddington and Roulet, 1997]. Les flux de carbone sont donc directement et indirectement contrôlés par les fluctuations de la surface libre.

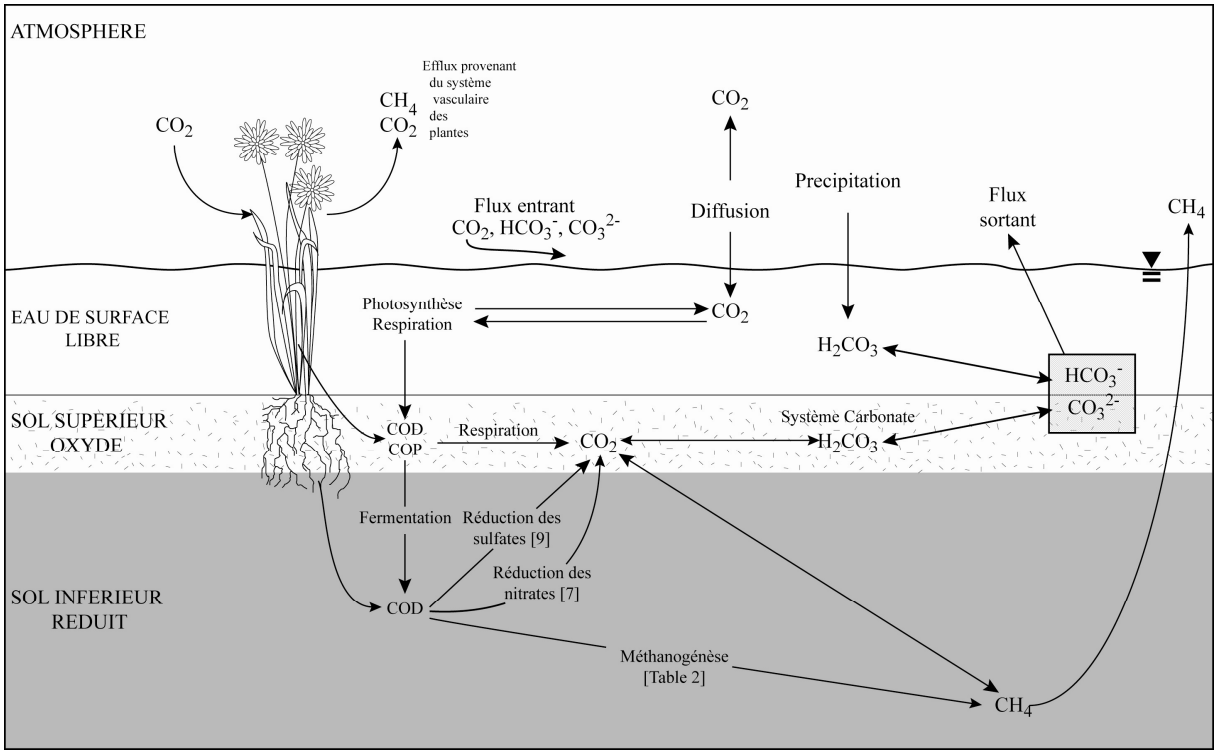


Figure III - 5 : Transformations du carbone en zone humide, COP = Carbone Organique Particulaire, COD = Carbone Organique Dissous, d'après [Mitsch and Gosselink, 2000]

Le carbone organique dissous (COD) provient en grande partie de la minéralisation de la matière organique qui est principalement produit dans l'horizon supérieur de la zone humide [Lundquist et al., 1999; Clément et al., 2002]. Les concentrations en COD ont une variabilité saisonnière. Généralement, les teneurs en COD augmentent en été : les plus hautes températures favorisent la dégradation microbienne et l'évapotranspiration concentre les solutés [Waddington and Roulet, 1997]. L'importance de la minéralisation du carbone s'accroît donc avec l'abaissement de la surface libre [Blodau et al., 2004].

Des conditions alternantes de désaturation et resaturation créent des conditions anaérobies et aérobies qui affectent les transformations du carbone dans le sol [Fierer and Schimel, 2002; Chow et al., 2006]. Ces conditions alternantes favorisent la diversité

microbienne qui conduit à une augmentation de la production de COD [Lundquist et al., 1999; Fierer and Schimel, 2002; Fierer et al., 2003]. La température et la teneur en eau dans le sol en plus de l'alternance des cycles secs/humides influencent la production de COD [Hogg et al., 1992; Leirós et al., 1999; Fierer and Schimel, 2002] et peuvent également affecter la qualité et les caractéristiques chimiques du COD [Lundquist et al., 1999; Chow et al., 2003; Blodau et al., 2004].

Les cycles biogéochimiques ont été principalement décrits en fonction des conditions d'oxydo-réduction du milieu. Cependant, la variabilité des conditions redox dépend principalement de la dynamique de la surface libre. On définit dans les sols trois zones :

(1) un horizon supérieur non saturé où les conditions sont oxydantes en permanence,

(2) un horizon intermédiaire correspondant à la zone de battement de la nappe avec une alternance des conditions réductrices et oxydantes,

(3) un horizon profond réducteur saturé en permanence.

L'épaisseur de ces horizons varie au cours du temps avec la surface libre. Les zones humides sont connues pour être inondées périodiquement. De ce fait, il n'y a pas d'horizon désaturé en permanence. Cependant l'étude hydrologique des tourbières des marais du Cotentin a montré que la zone humide n'a pas été inondée entre 2003 et 2005, l'horizon supérieur est resté désaturé pendant toute cette période. La présence de la station de pompage a modifié l'écoulement des flux souterrains. Les flux dans la tourbière sont principalement verticaux descendants vers l'aquifère des sables et le réseau de surface, qui généralement draine les zones humides, ici est un flux entrant. Dans quelle mesure, la modification des écoulements souterrains et la présence d'un horizon non saturé à long terme vont-t-elles influencer la dynamique des cycles biogéochimiques ?

CHAPITRE 2 : RESULTATS

1. Caractérisation et origine des eaux de la tourbière

1.1 Faciès chimique des eaux

Les analyses des eaux souterraines de la tourbe, des sables et des eaux de surface (pluie, rivière) sont réunies dans l'Annexe 2. Les compositions chimiques des éléments majeurs sont représentées dans le diagramme de Piper (Figure III – 6) à l'aide du logiciel DIAGRAMMES version 2.0 (R. Simler, 2004). L'ensemble des données y sont représentées indépendamment du jour de prélèvement.

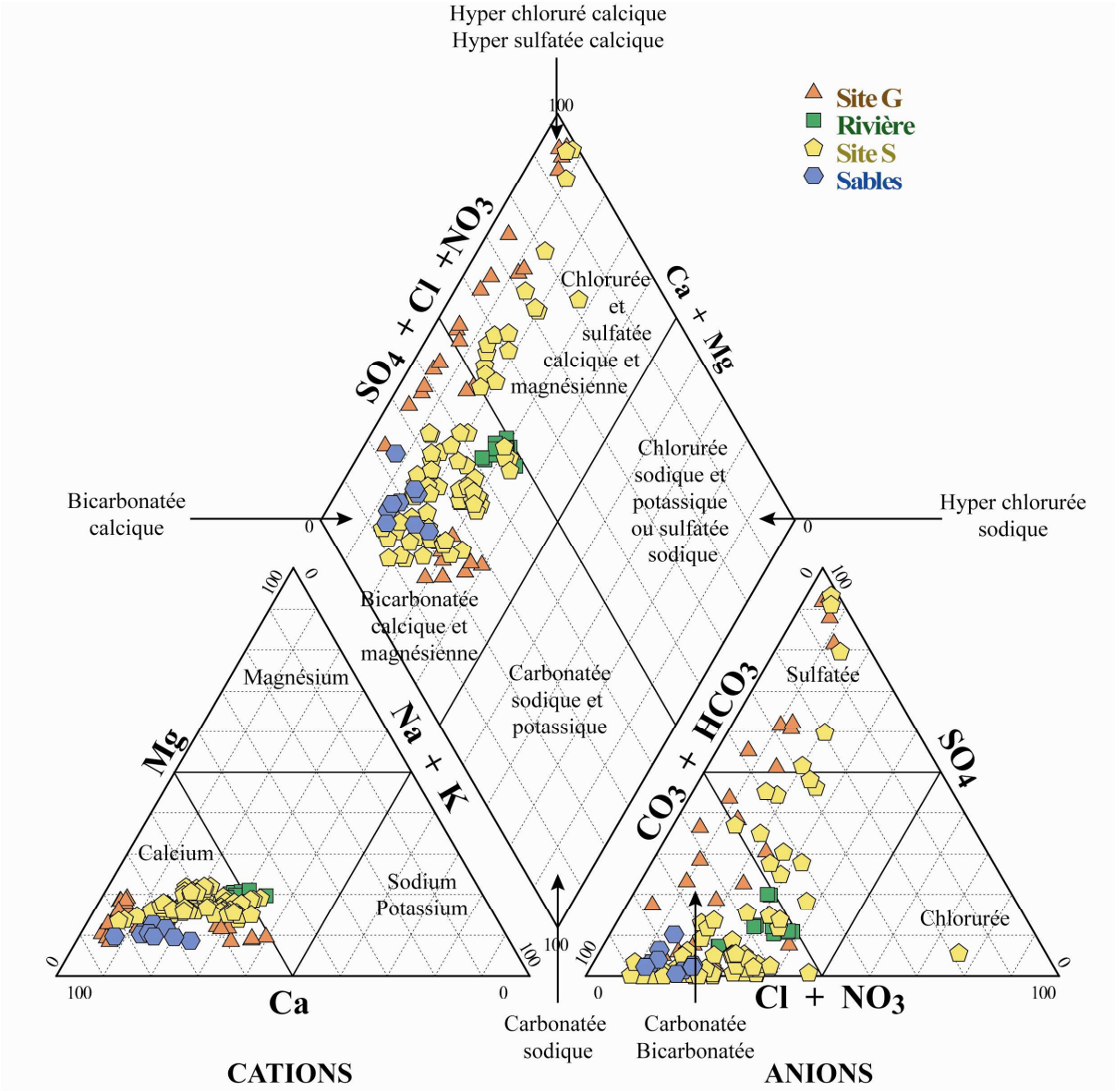


Figure III - 6 : Diagramme de Piper des eaux météoriques, des rivières et des sables.

Les eaux de l'aquifère des sables sont riches en carbonates et en bicarbonates. Les eaux de rivière ont également un faciès carbonaté calcique mais sont un peu moins riches en carbonates. La proportion relative des anions varie beaucoup alors que le pôle cation majoritairement calcique est stable. Le faciès chimique évolue de bicarbonaté calcique à chloruré et sulfaté calcique. Le pôle sulfate est plus important dans les eaux de la tourbe du site G que sur le site S.

1.2 Concentration Na/Cl

Le Cl est un traceur inerte conservatif pendant son passage dans la zone non saturée [Tang et al., 2004]. Le Na peut être consommé par les végétaux pendant leur croissance, être libéré dans le milieu au cours de la dissolution de phases minérales ou interagir avec la tourbe. Cependant, Na est hautement soluble dans les solutions aqueuses, la matière organique (humus) et la tourbe ont une faible affinité pour cet élément par rapport aux autres cations [Shotyk, 1988; Shotyk and Steinmann, 1994]. Les processus dominants contrôlant les fluctuations des concentrations en Na sont l'évapotranspiration et les processus de mélange. Les concentrations en Cl et en Na des différentes eaux (tourbe, pluie, rivière, sables) sont reportées dans les figures III - 7, III - 8 et III - 9. L'objectif est de déterminer l'origine des eaux de la tourbe. Pour ce faire, les différents pôles Na/Cl de notre système sont définis, ces pôles sont considérés identiques d'un site à l'autre.

Le pôle **pluie** (III - 7, III - 8 et III - 9) a été défini à partir des prélèvements effectués sur le site S dans le pluviomètre installé dans l'enceinte de la station de pompage. Il est le moins concentré : $6 < [Cl] < 20$ mg.L^{-1} et $4 < [Na] < 13$ mg.L^{-1}. Les concentrations en chlore et en sodium peuvent varier de façon importante en fonction de nombreux paramètres comme la distance entre le point de mesure et la mer, l´intensité des précipitations, la vitesse du vent, la saison d´échantillonnage, l´importance et la nature de canopée, etc. [Attiwill, 1966; Diaz-Caneja et al., 1989; Sanusi et al., 1996; Beverland et al., 1998; Vadillo et al., 1999; Herut et al., 2000; Laclau et al., 2003). Cependant lorsque les paramètres sont fixés, la variabilité est moindre. Bien que les concentrations en Na et Cl sont variables, le rapport Na/Cl est constant et égal à 1,04 en concentration molaire. Les concentrations en Na et Cl sont variables dues à l´évaporation de l´eau dans le pluviomètre. Le rapport Na/Cl de la mer est de l´ordre de 1,17 [Sanusi et al., 1996]. Le rapport Na/Cl de la pluie est légèrement plus faible que celui de l´eau de mer ce qui traduit probablement un enrichissement en chlore du à une influence anthropique mais cette différence reste faible. En pondérant les teneurs en Na/Cl des hauteurs

de précipitations du pluviomètre, on estime une concentration moyenne des eaux météoriques : 12.8 $mg.L^{-1}$ de Cl et 8 $mg.L^{-1}$ de Na définissant ainsi le **pôle pluie**.

A partir de ce pôle pluie, on définit un second pôle : le pôle **tourbe**. Il représente la composition en Na/Cl de la tourbe si elle n'était alimentée que par les eaux météoriques et soumis au simple processus d'évapotranspiration avec 16.6 <[Cl]<19.2 $mg.L^{-1}$ et 10.4 <[Na]<12 $mg.L^{-1}$, ce qui correspond à une évapotranspiration comprise entre 30 et 50 %. La **rivière** est le pôle le plus concentré en Na et Cl avec entre 34.2 et 38.3 $mg.L^{-1}$ de Cl et entre 21.0 et 35.4 $mg.L^{-1}$. Les **sables** constituent un pôle intermédiaire avec des teneurs en Cl de 24.3 à 30.9 $mg.L^{-1}$ et en Na de 11.0 à 25.2 $mg.L^{-1}$.

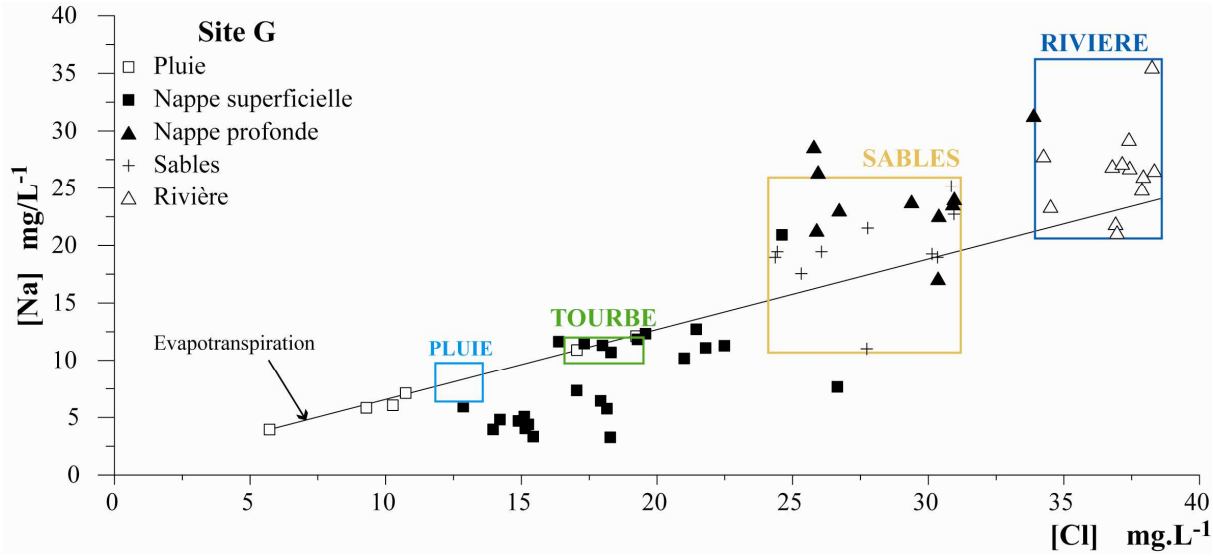


Figure III - 7 : Concentrations en chlore et en sodium des eaux souterraines et superficielles du site G

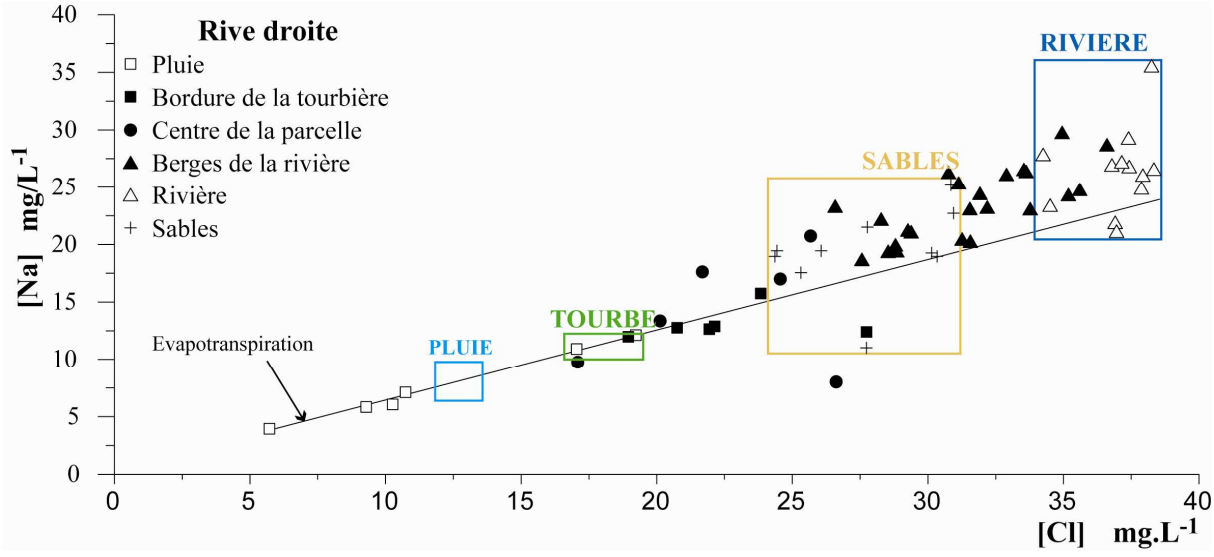


Figure III - 8 : Concentrations en chlore et en sodium des eaux souterraines et superficielles du site S – Rive droite

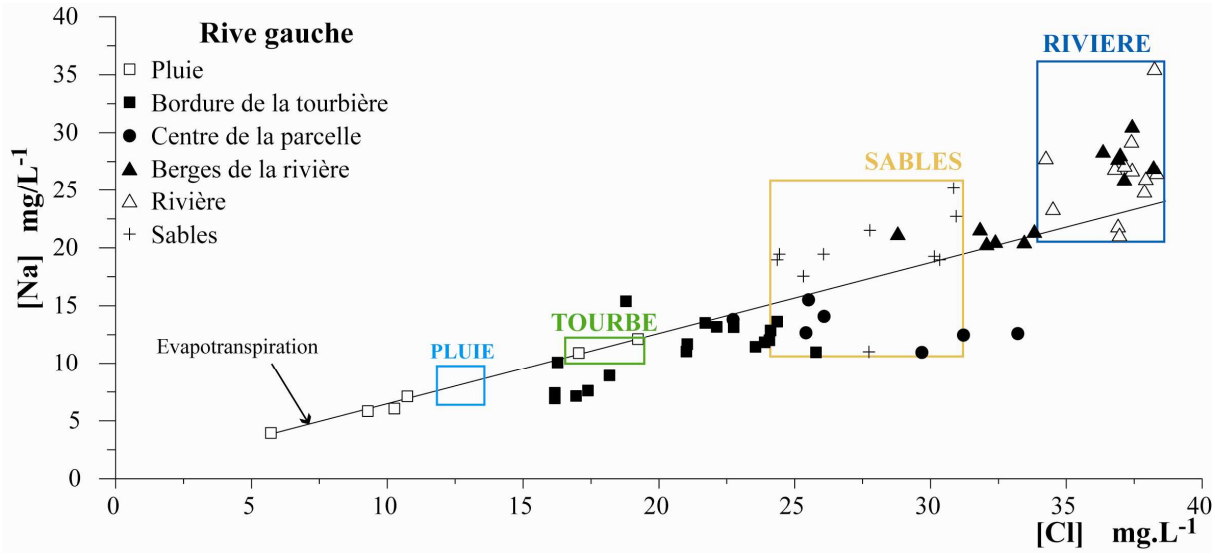


Figure III - 9 : Concentrations en chlore et en sodium des eaux souterraines et superficielles du site S – Rive gauche

Les pôles sont définis sur les 3 sites (Figures III - 7, III - 8 et III - 9) et permettent de décrire la distribution des eaux de la tourbière. Sur le site S, rive droite (Figure III - 8) et rive gauche (Figure III - 9), les eaux de la tourbe se distribuent entre le pôle rivière et le pôle pluie indiquant un **mélange pluie – rivière**. Les piézomètres localisés sur le bord de la rivière ont des teneurs en Na et Cl proches de celles de la rivière. En s'éloignant, ces teneurs diminuent rapidement, le pôle rivière contribue donc aux eaux de la tourbe uniquement à proximité du cours d'eau. La nappe de la tourbe est essentiellement alimentée par les précipitations sur le site S. Sur le site G, les eaux de la tourbière (Figure III - 7) se distribuent entre le pôle rivière et le pôle pluie mais la distribution n'est pas spatiale comme sur le site S : les piézomètres profonds se situent entre le pôle rivière et le pôle sable et les piézomètres superficiels sont proches du pôle pluie. Les teneurs des piézomètres proches de la rivière (G_2, G_3) ne reflètent pas les teneurs de la rivière qui ne contribue donc pas à la nappe de la tourbe. Les eaux de la tourbe proviennent donc essentiellement des précipitations sur le site G.

Sur les deux sites, S (Figure III - 10 et III - 11) et G (Figure III - 7), les piézomètres profonds sont plus concentrés que les piézomètres superficiels. Il existe donc une nappe profonde enrichie en Cl et en Na et une nappe superficielle où les concentrations sont moins élevées. Deux pôles sont concentrés en Na et Cl : la rivière et les sables. La rivière contribue peu à la nappe de la tourbe, uniquement en période de hautes eaux. Une partie des eaux de la tourbière pourrait provenir de l'aquifère des sables sous jacents et expliquer ces concentrations en Na et Cl plus importante mais le suivi piézométrique a indiqué qu'il n'y avait pas de flux verticaux ascendants sables - tourbe.

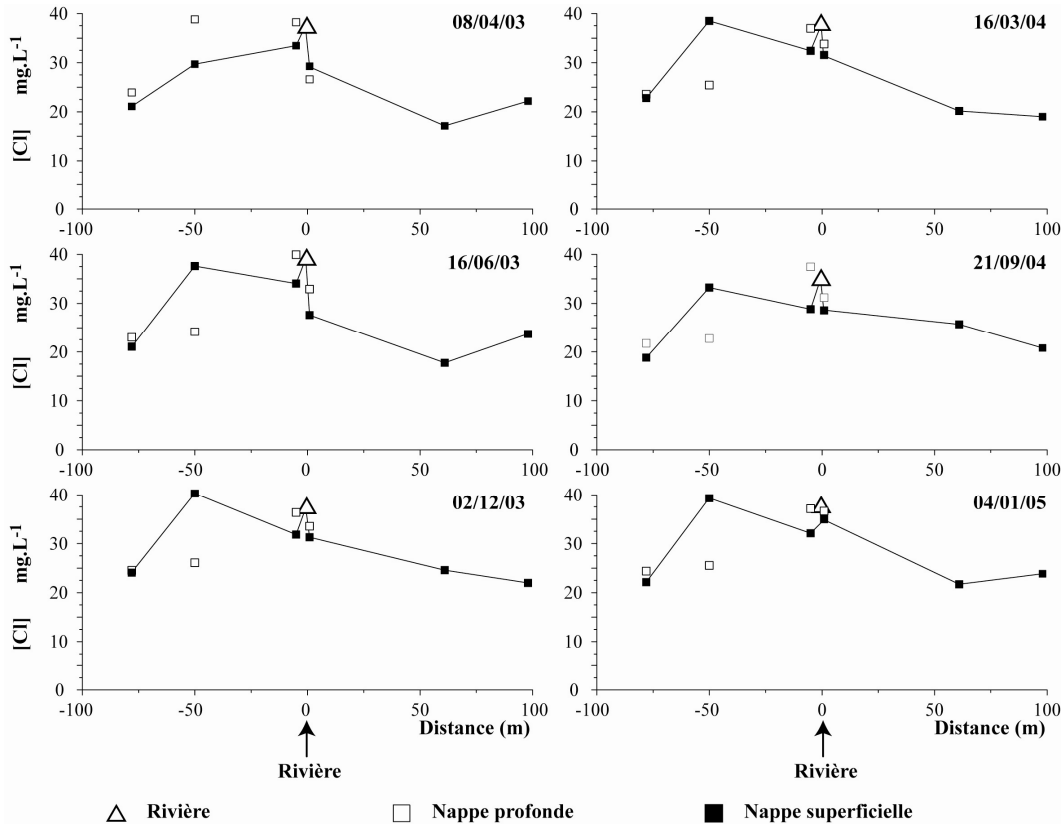


Figure III - 10 : Concentration en chlore des eaux souterraines tourbeuses en fonction de la distance par rapport à la rivière sur le site S

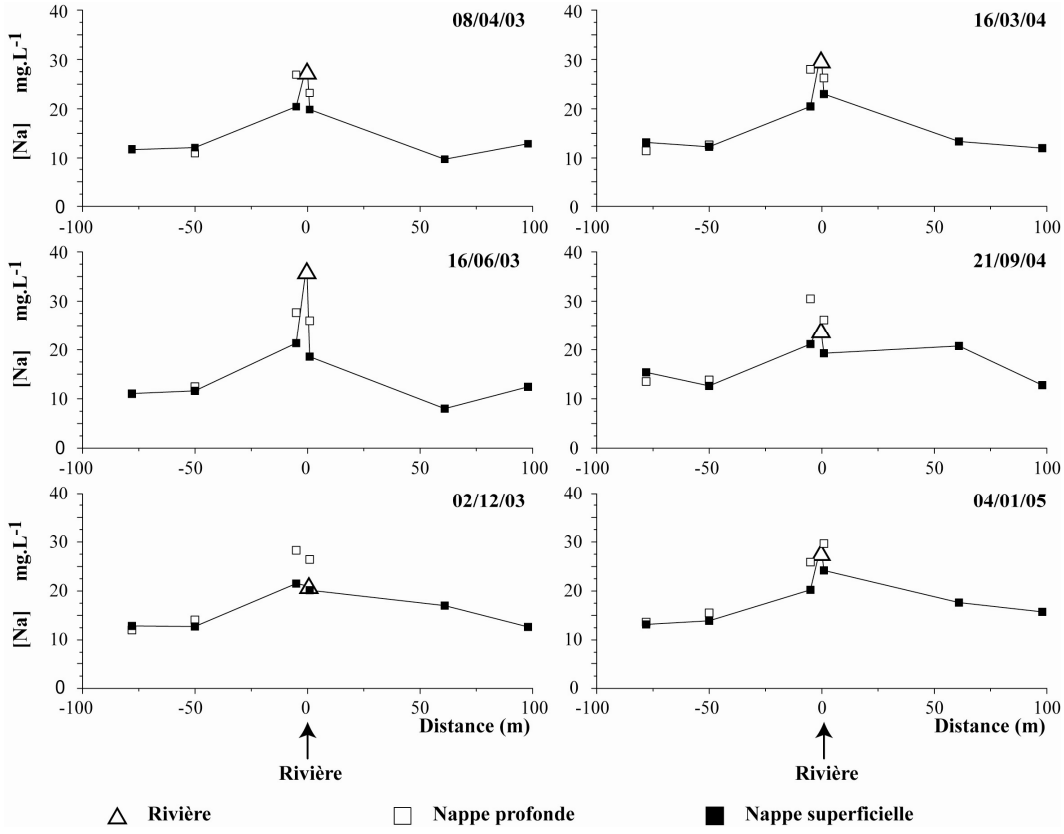


Figure III - 11 : Concentration en sodium des eaux souterraines tourbeuses en fonction de la distance par rapport à la rivière sur le site S.

2. Hydrochimie de la tourbière

2.1 Paramètres physico-chimiques

Conductivité

La conductivité des eaux de la tourbe (Figure III - 12) est relativement constante dans la gamme 200-600 µS/cm et indique des eaux moyennement minéralisées mais ces valeurs sont relativement élevées pour des tourbières. Deux piézomètres se distinguent (Figure III - 12) : G_2 et S_3 avec des conductivités élevées. Ces pics de conductivité à 1835 et 1058 µS/cm en G_2 et S_3 respectivement, correspondent aux périodes de hautes eaux (12.2003 et 11.2004).

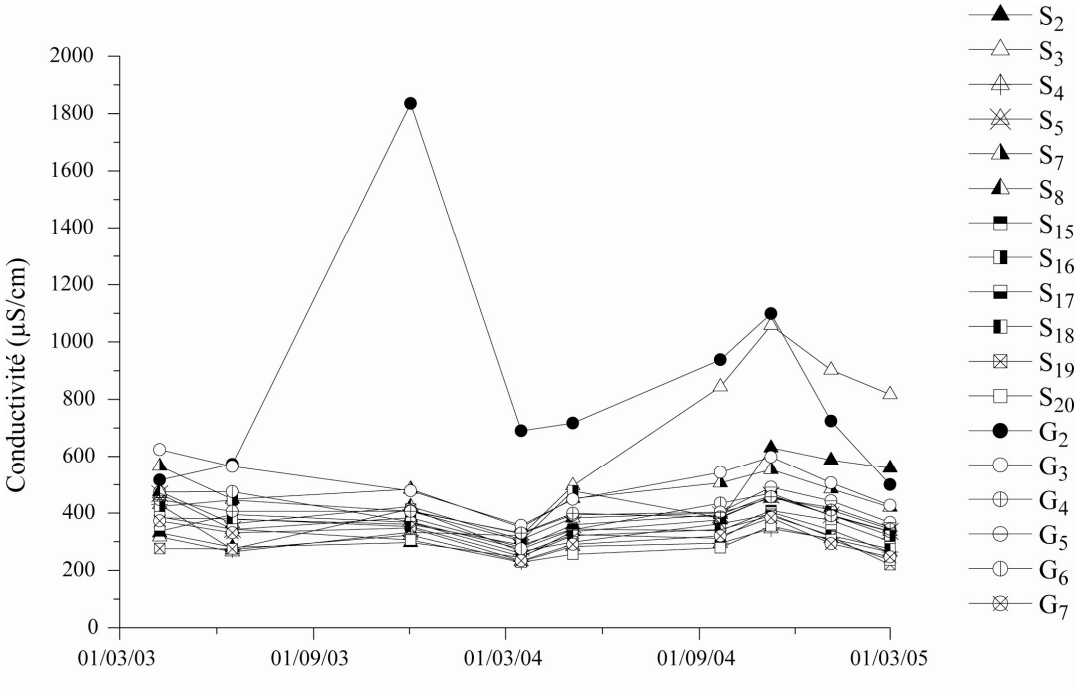


Figure III - 12 : Evolution de la conductivité électrique (µS/cm) des eaux de la tourbe

pH

Le pH de la nappe de la tourbe est légèrement acide, il varie entre 5.5 et 7.5 (Figure III - 13). Ces valeurs sont significatives des tourbières minéralisées. Le pH varie de façon similaire au cours du temps sur les deux sites. Le site G (5.8 – 6.9) se distingue du site S (5.5 – 7.5) par des pH légèrement plus acides. Le pH de la rivière varie entre 6.9 et 8.7, valeurs proches des pH mesurés dans la tourbe sur le site S, exception faite du 16/06/03 où la rivière est particulièrement basique (pH = 8.7).

Sur les deux sites, on observe des pics d'acidité :

(1) pH = 3.3 en G_2 (site G) en période de hautes eaux en 2003 (12.2003),

(2) pH = 5.4 en S_2 et pH = 4.3 en S_3 (site S) pendant la recharge de 2004 (se09. 2004).

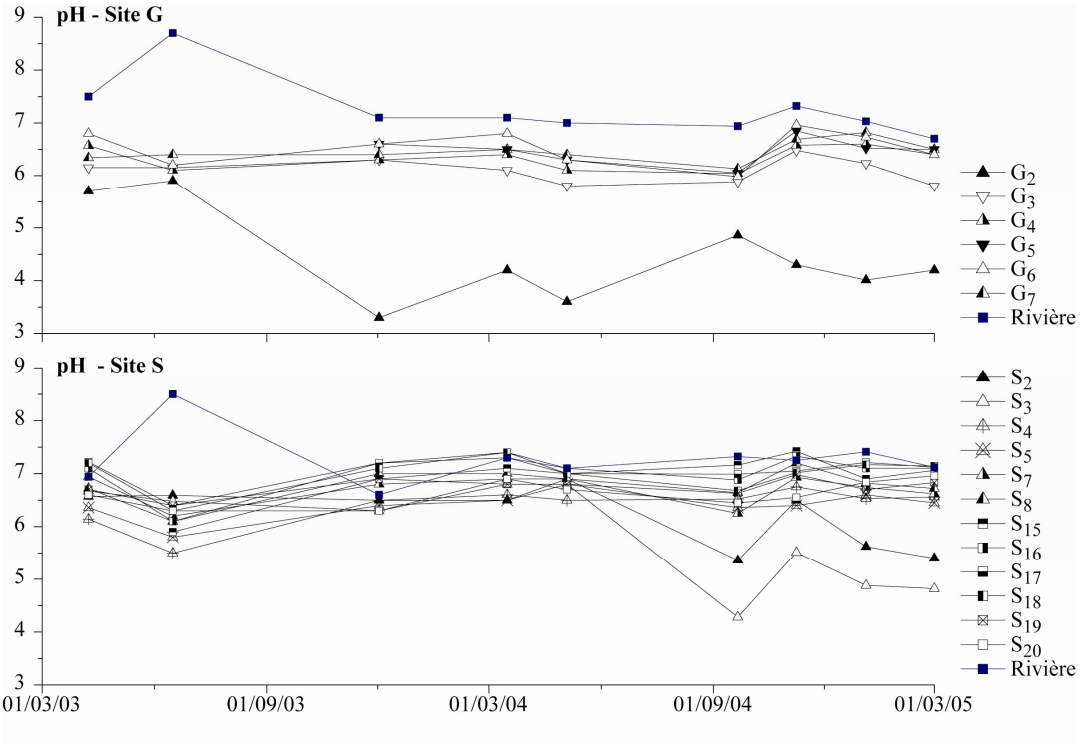


Figure III - 13 : Evolution du pH dans la nappe de la tourbe et dans la rivière sur le site S et sur le site G

Potentiel redox

Le potentiel redox de la tourbe varie entre 16 et 665 mV/ESH. Les variations temporelles sont similaires sur chaque site (Figure III - 14 et III - 15). Les valeurs les plus basses, respectivement 16-200 et 50-300 mV/ESH sur les sites G et S correspondent aux deux premières campagnes et ne seront plus jamais atteintes au cours de l'étude.

Au moment de la recharge (12. 2003), la surface libre s'élève et les potentiels redox augmentent (288 – 653 mV). Certains piézomètres ont des valeurs particulièrement élevées, notamment G_2, dépassant largement les valeurs des eaux de surface de rivière (318 – 448 mV). Cette forte augmentation du Eh est synchrone à une chute du pH (Figure III - 13). Le pH peut influencer la mesure de Eh car les ions H^+ entrent en jeu dans le couple redox H^+/H_2.

$$E = E^0 + \frac{RT}{nF}\ln\left(\frac{a_{ox}}{a_{red}}\right) \qquad \textbf{[III - 20]}$$

R est la constante des gaz parfaits, R = 8,314570 $J.K^{-1}.mol^{-1}$
T est la température en Kelvin (K)
a_{ox} et a_{red} sont les activités chimiques respectives de l'oxydant et du réducteur
F est la constante de Faraday, F = 96 485 $C.mol^{-1}$
n est le nombre d'électrons transférés dans la demi-réaction

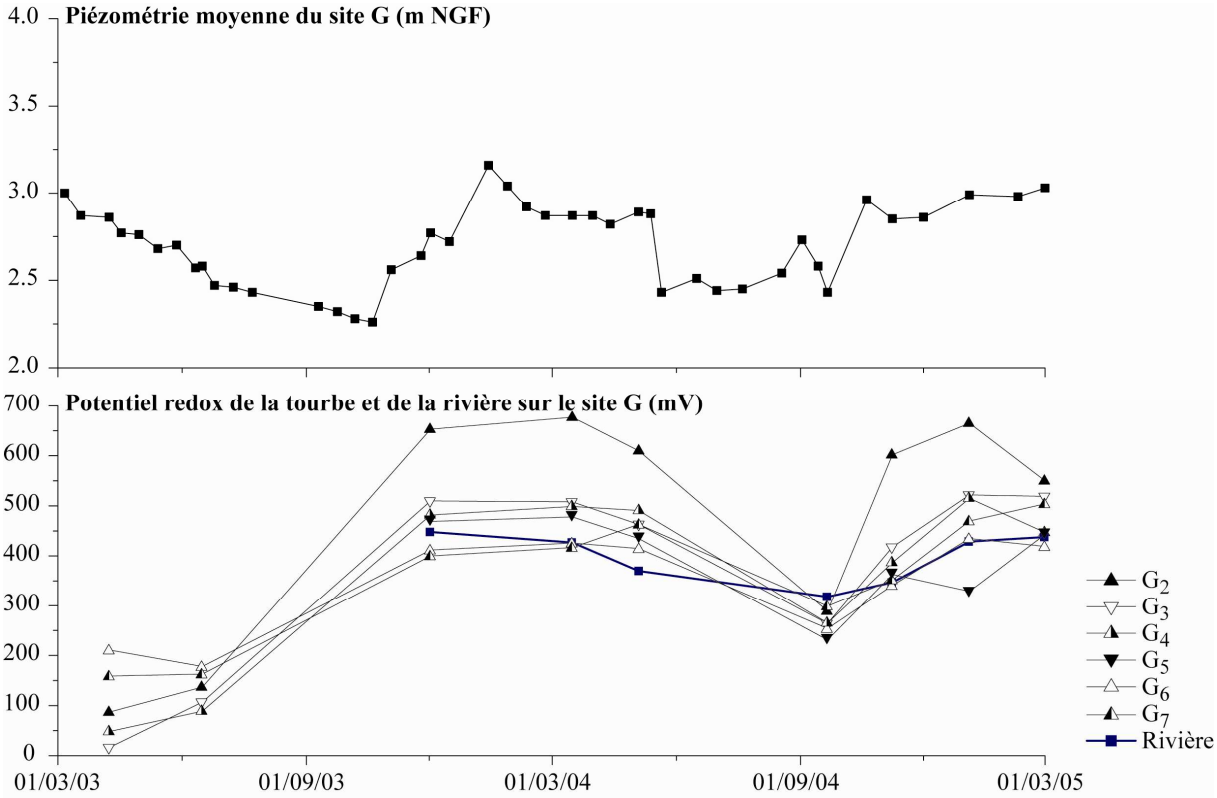


Figure III - 14 : Evolution temporelle de la piézométrie moyenne de la nappe de la tourbe et des potentiels redox mesurés dans la tourbe et dans la rivière sur le site G

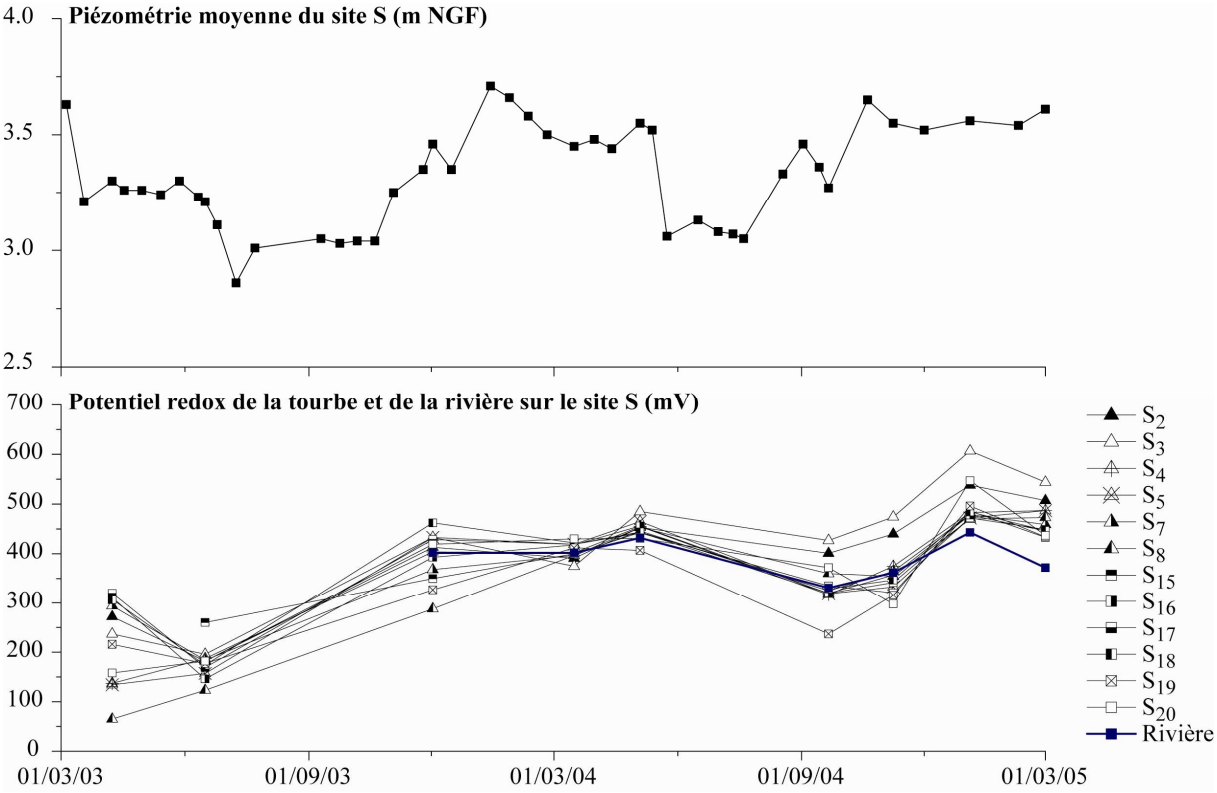


Figure III - 15 : Evolution temporelle de la piézométrie moyenne de la nappe de la tourbe et des potentiels redox mesurés dans la tourbe et dans la rivière sur le site S

En se référant à l´équation de Nernst [III - 20], une augmentation de la concentration en ions H^+, oxydant dans le couple H^+/H_2, augmente nécessairement la mesure du potentiel redox. Le milieu est plus oxydant mais pas nécessairement plus oxygéné en G_2 que sur les autres piézomètres. Cependant, bien que la valeur absolue soit surestimée en G_2, les valeurs du Eh sont plus élevées sur tous les piézomètres et indiquent un milieu plus oxydant que pour les deux campagnes précédentes. Après, les Eh restent élevées tout au long de l'étude. Plus généralement, sur les sites G et S, en fin de période de basses eaux (21/09/04), les potentiels redox sont plus bas : 231– 318 mV et 237 – 427 mV respectivement. Au moment de la recharge, le potentiel redox augmente à nouveau, reste élevé pendant les hautes eaux et amorce une décroissance autour du 04/01/05 et du 01/03/05.

L'évolution du potentiel redox comparée à la surface libre montre que les périodes de basses eaux sont modérément réductrices. La campagne du 21/09/04 bien qu'en fin de basses eaux reste plus oxydante que celle d'avril et de juin 2003. En période de recharge, le potentiel redox s'accroît. Les eaux deviennent donc oxydantes lorsque la surface libre est élevée. Le site G montre des minimums et des maximums du potentiel redox plus grands que ceux observés sur le site S. Les conditions y sont à la fois plus réduites et plus oxydantes que sur le site S.

2.2 Composition chimique des eaux

Nitrates

Les concentrations en nitrates varient dans le temps, dans l'espace et entre les différents réservoirs. **La pluie** est un pôle peu concentré en nitrates (2.1 et 11.4 $mg.L^{-1}$). Les concentrations en nitrates de la **rivière** entre le site S et le site G évoluent parallèlement et sont comprises entre 10.8 $mg.L^{-1}$ et 37.9 $mg.L^{-1}$ (Figure III - 16). Les concentrations en nitrates dans la nappe des **sables** sur le site S sont très variables de 0.3 à 31.4 $mg.L^{-1}$. Sur le site G, elles restent faibles et ne dépassent pas 2 $mg.L^{-1}$ (Figure III - 16). La **tourbe** est le pôle le plus mobile évoluant entre 0 et 35 $mg.L^{-1}$ d'un piézomètre à l'autre et d'une campagne à l'autre.

Sur le site G et sur le site S, les concentrations en NO_3^- se distinguent entre les piézomètres profonds et les piézomètres de surface. Sur le site G, en basses eaux (08/04/03, 16/06/03 et 21/09/04), les concentrations sont faibles et du même ordre de grandeur entre surface et profondeur. En hautes eaux, les concentrations en NO_3^- en profondeur (G_5 - G_6) sont faibles le plus souvent inférieures à 5 $mg.L^{-1}$ alors que dans la nappe de surface (G_2, G_3,

G_4, G_7), les concentrations sont élevées et dépassent les 16 mg.L^{-1}. Sur le site S, les concentrations en nitrates (Figure III - 17) sont plus élevées en profondeur (S_2, S_4, S_8, $S_{15/16}$) qu'en surface (S_3, S_5, S_7, $S_{17/18}$). Sur les 2 sites, les concentrations en NO_3 diffèrent entre profondeur et surface, les plus fortes concentrations ne sont pas situées dans le même horizon.

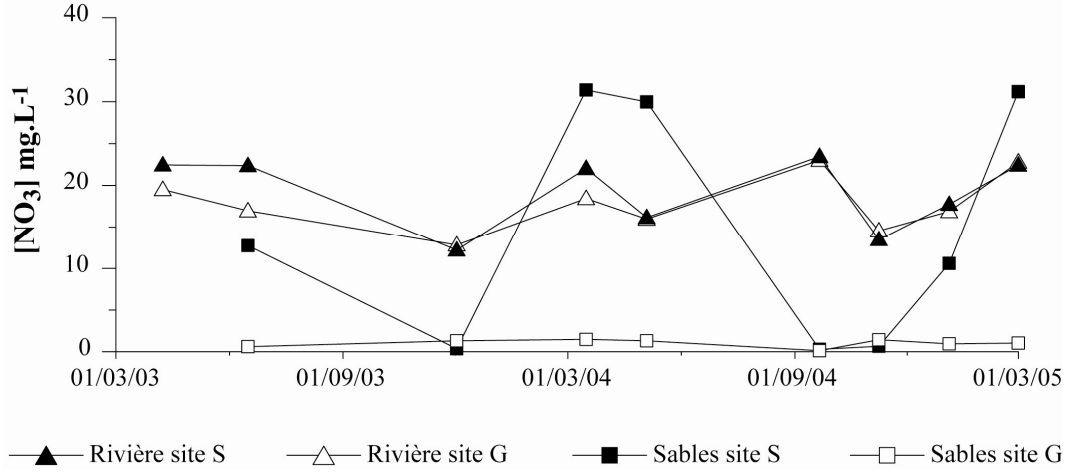


Figure III - 16 : Variations des concentrations en NO_3 dans la rivière et dans la nappe des sables

Les concentrations en NO_3^- dans la rivière sont plus élevées que celles mesurées dans la tourbe. Sur le site G, elles ont tendance à s'accroître de la bordure vers l'intérieur de la tourbière. Sur le site S en rive gauche, elles diminuent de la berge ($S_{7/8}$) vers la bordure de la zone humide ($S_{2/3}$). En rive droite, le profil de concentration varie en fonction des campagnes considérées : 3 campagnes (08/04/03, 04/05/04, et 01/03/05) ont des concentrations maximums en nitrates au centre da la parcelle (S_{19}) ; 4 campagnes (16/06/03, 02/12/03, 21/09/04, et 04/01/05) présentent une homogénéité des concentrations entre les différents piézomètres et 2 campagnes du 16/03/04 et du 08/11/04 montrent des teneurs en NO_3 maximums au centre de la tourbe qui diminuent de part et d´autre.

Sur le site G, les deux premières campagnes, montrent des faibles concentrations en NO_3^- (Figure III - 18) : inférieures aux limites de détection sauf pour G_7. Le 02/12/03, les concentrations augmentent fortement en même temps que l'élévation de la surface libre pendant la recharge. Les concentrations restent élevées en hautes eaux (16/03/04 et 04/05/04). En fin de période de basses eaux (21/09/04), les concentrations ont diminué et ne dépassent pas les 5 mg.L^{-1}. Elles sont légèrement supérieures à celles de la période précédente de basses eaux (avril et juin 2003). Dès le 08/11/04, avec l'élévation de la surface libre, les concentrations augmentent à nouveau (2 - 20 mg.L^{-1}) et restent élevées pendant les hautes eaux. Une décroissance des concentrations s'amorcent en G_2 et G_3 dès le 04/01/05, la teneur en NO_3^- en G_4 se maintient, quant à G_7 la concentration en NO_3^- continue à s'accroître.

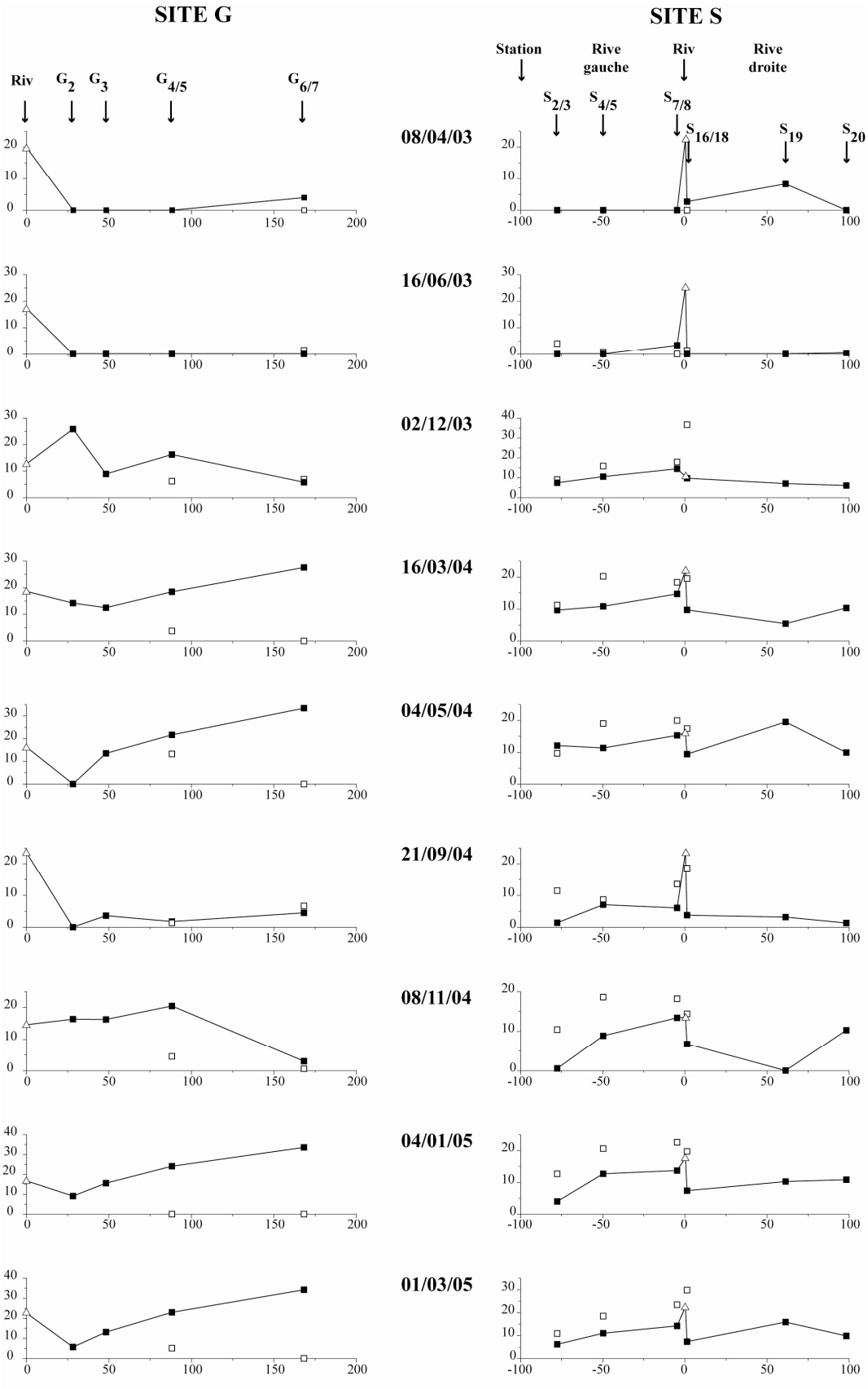


Figure III - 17 : Profil de concentrations en NO_3 de la rivière vers l'intérieur de la tourbe dans la nappe superficielle (carré noir) et profonde (carré blanc) sur le site G (à gauche) et sur le site S (à droite)

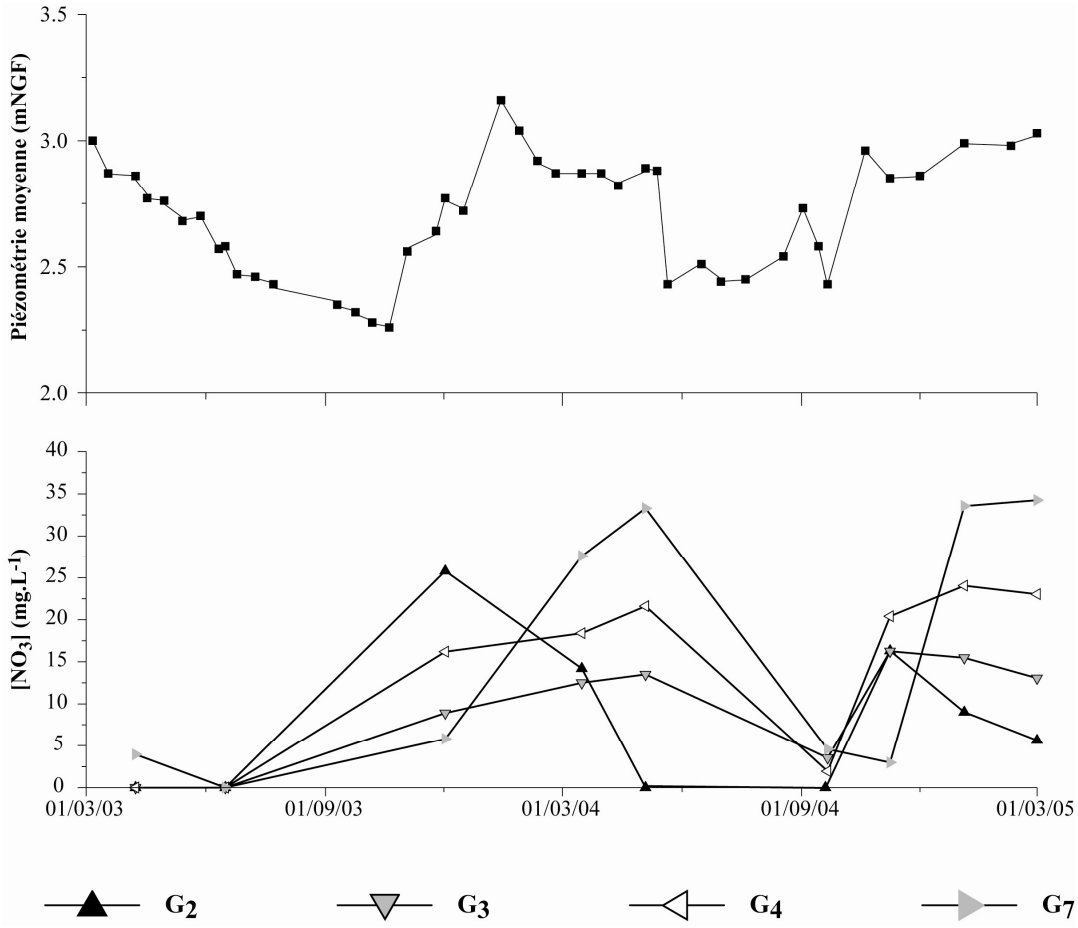


Figure III - 18 : Variation temporelle des concentrations en nitrates dans la nappe superficielle de la tourbe sur le site G en fonction de la variation de la surface libre

Sur le site S, la dynamique temporelle des nitrates est similaire mais elle affecte aussi bien la nappe superficielle que la nappe profonde de la tourbe (Figure III - 19). Les plus faibles concentrations (< 8.4 $mg.L^{-1}$) sont observées entre le 08/04/03 et le 16/06/03. Dès le 02/12/03, les concentrations augmentent jusqu'à 36 $mg.L^{-1}$ dans la tourbe avec l'élévation de la surface libre. Les concentrations se maintiennent élevées dans le milieu pendant les hautes eaux. Entre le 04/05/04 et le 21/09/04, les concentrations diminuent dans tous les piézomètres mais les nitrates restent présents dans le milieu (1 - 19 $mg.L^{-1}$). Les faibles concentrations atteintes en juin et en avril 2003 ne sont pas reproduites. A partir du 08/11/04, les concentrations s'accroissent avec l'élévation de la surface libre. Elles restent élevées dans le milieu pendant l'hiver, le 04/01/05 et le 01/03/05.

Les concentrations en nitrates ont tendance à varier dans la nappe de la tourbe parallèlement à la dynamique de la surface libre. Les concentrations les plus fortes sont observées en hautes eaux. La dynamique temporelle des nitrates prédomine sur la distribution spatiale des concentrations.

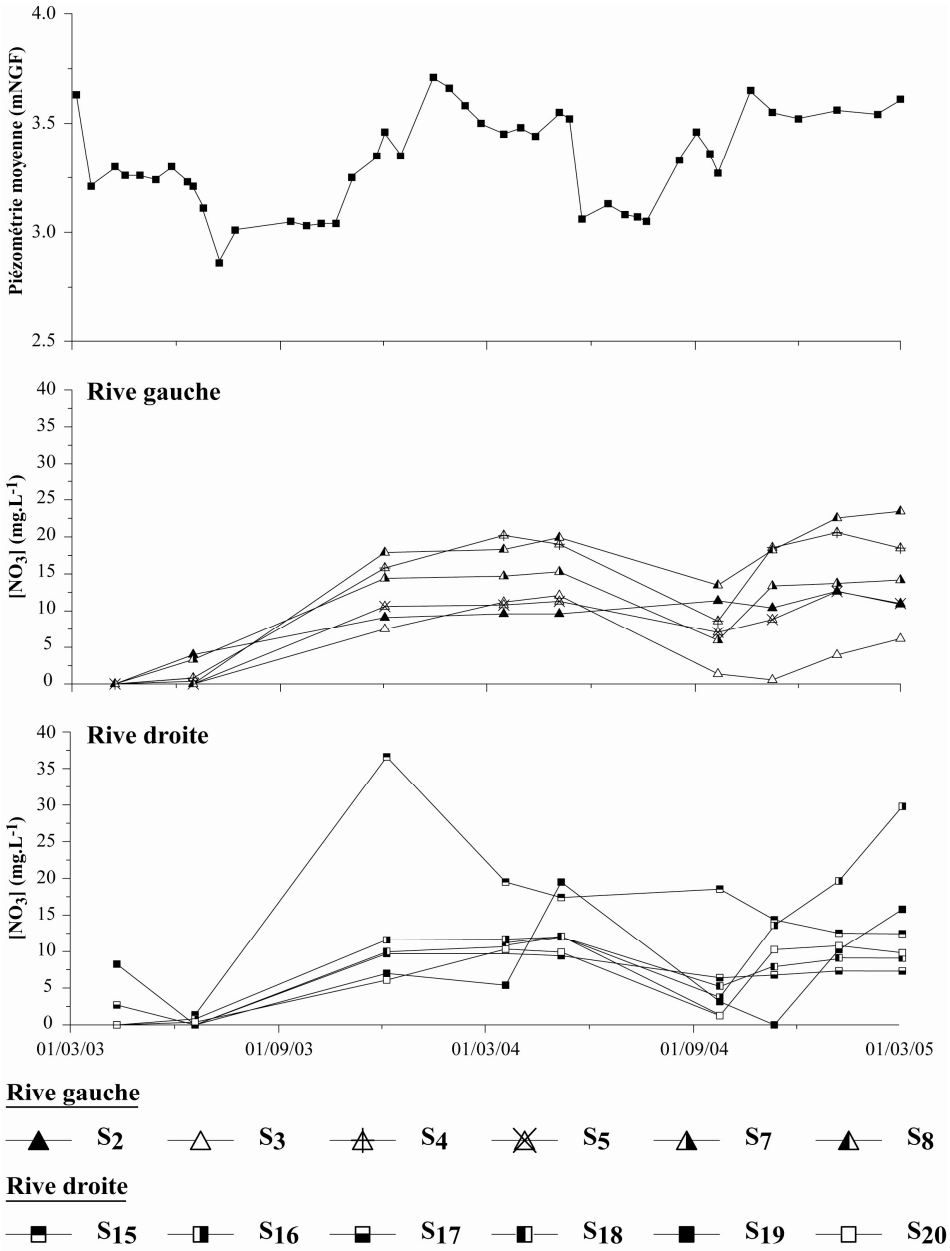


Figure III - 19 : Variation temporelle des concentrations en nitrates dans la nappe superficielle de la tourbe sur le site S en fonction de la variation de la surface libre

Sulfates

Les concentrations en SO_4 de la **rivière** varient au cours du temps entre 16.9 $mg.L^{-1}$ et 41.2 $mg.L^{-1}$ mais sont homogènes d'un site à l'autre. Dans l'aquifère des **sables**, elles varient dans le temps et dans l'espace de moins de 1 à 40 $mg.L^{-1}$. Les concentrations diffèrent fortement entre le site S (0.9 – 8.4 $mg.L^{-1}$) et le site G (6.5 – 39.6 $mg.L^{-1}$) soulignant l'hétérogénéité spatiale de l'aquifère des sables (Figure III - 20). La **pluie** constitue un pôle très peu concentré en sulfates avec des concentrations comprises entre 1.5 et 5.0 $mg.L^{-1}$.

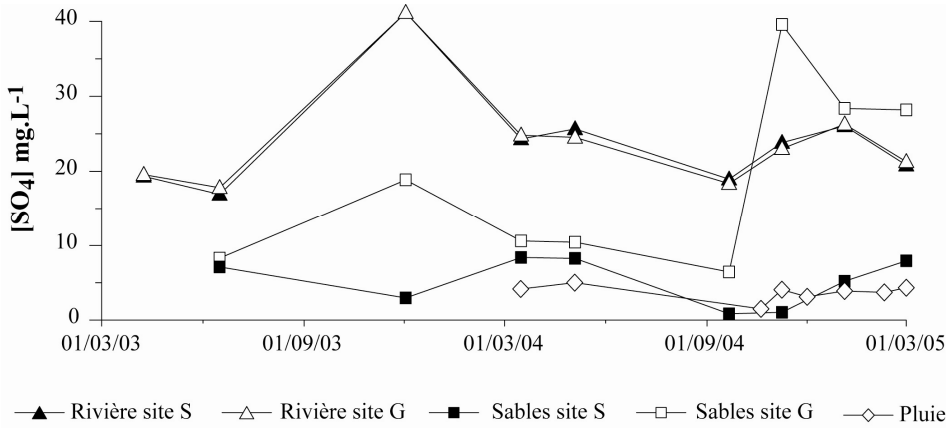


Figure III - 20 : Variations de [SO_4] dans la rivière, de la pluie et dans la nappe des sables

Les concentrations en SO_4 dans la nappe de **la tourbe** sont très variables dans le temps et dans l'espace : entre 0 et 1200 mg.L^{-1} (Figure III - 21). Plusieurs points remarquables :

(1) Les concentrations en sulfates peuvent dépassées les 100 mg.L^{-1} :

- G_2 (site G) en bordure de rivière entre 138 et 1171 mg.L^{-1} de SO_4 ;
- S_7 (site S) en bordure de rivière avec 97 à 133 mg.L^{-1} de SO_4 ;
- S_3-S_2 (site S) à proximité de la station de pompage jusqu'à 485 mg.L^{-1}.

(2) A l'opposé la plupart des piézomètres profonds (G_6, G_5, S_{15}, S_{16}, S_8, S_4) affichent des concentrations inférieures à 5 mg.L^{-1} ainsi que certains piézomètres de surface (S_{17}, S_{18}, S_{19}, S_{20}, G_7). Pour la plupart (G_7, S_{18}, S_{19}, S_{20}), les concentrations en sulfates ont augmenté sur les dernières campagnes mais restent inférieures à 30 mg.L^{-1} ce qui reste faible comparé aux concentrations supérieures à 100 mg.L^{-1} observées en G_2, S_3 et S_7.

(3) La partie supérieure de la nappe de la tourbe est enrichie en sulfates. A proximité de la station de pompage, les concentrations en SO_4 varient de 16.8 à 485.5 mg.L^{-1} en surface (S_3) et de 7.3 à 248.0 mg.L^{-1} en profondeur (S_2) ; au centre de la parcelle, les sulfates varient de 23.4 à 57.2 mg.L^{-1} (S_5) en surface alors qu'ils n'excèdent pas les 3.8 mg.L^{-1} en profondeur (S_4) ; sur le bord de la rivière, les SO_4 se maintiennent entre 97 et 138 mg.L^{-1} en surface (S_7) alors qu'ils restent inférieurs à 30 mg.L^{-1} en profondeur (S_8).

(4) Le profil de distribution des SO_4 sur le site G se maintient au cours du temps. Des concentrations élevées en SO_4 sont localisées en G_2 (138 - 1172 mg.L^{-1}). Les concentrations diminuent rapidement dans la partie interne de la tourbière avec des valeurs quasi-nulles en G_7 situé à 140 m de G_2. Contrairement au site G, le profil de distribution spatiale des sulfates évolue sur le site S. Des concentrations élevées sont observées en S_7 à proximité de la rivière (97 – 133 mg.L^{-1}) pendant les premières campagnes. A partir du 16/03/04, les plus fortes concentrations sont observées en S_3 à proximité de la station de pompage (> 170 mg.L^{-1}).

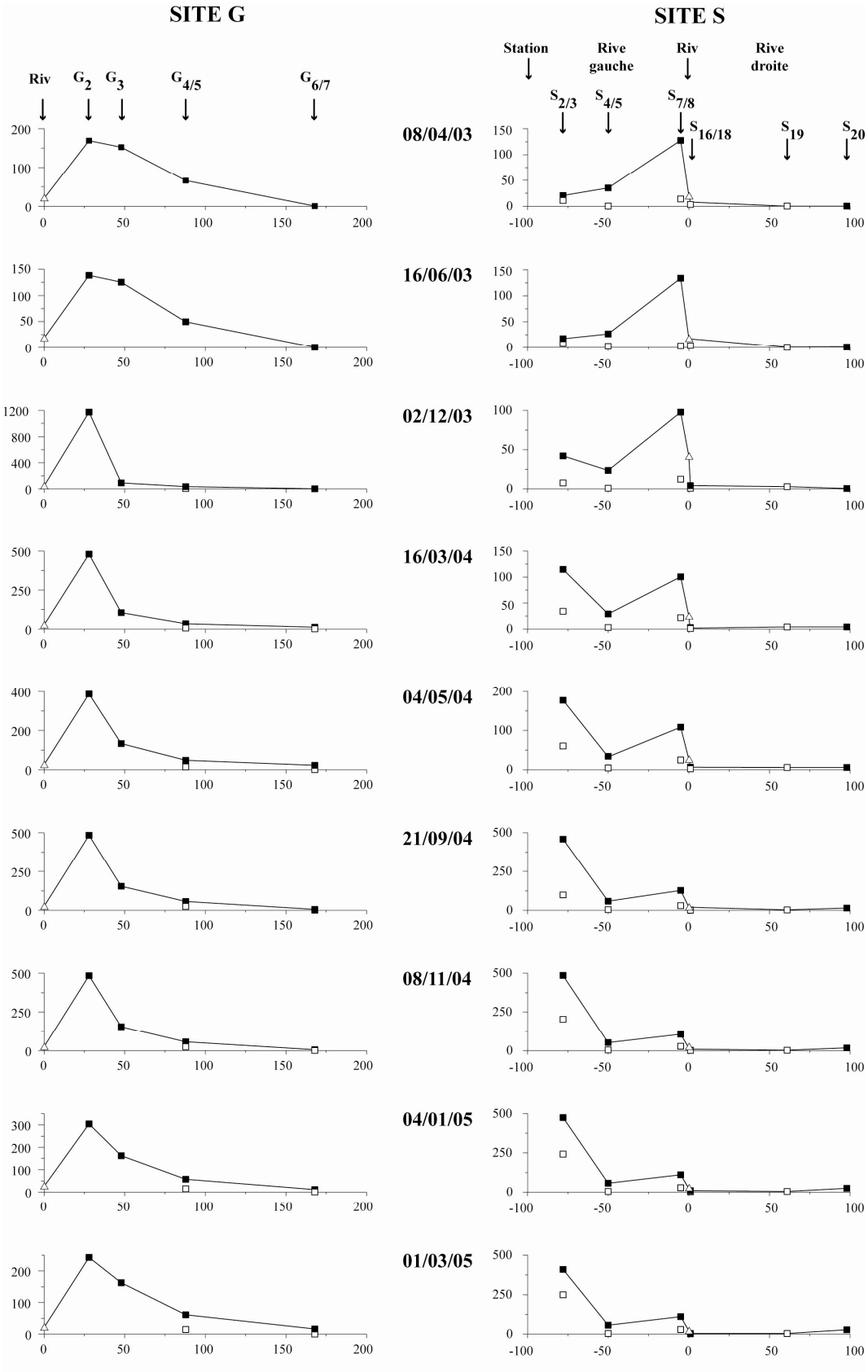


Figure III - 21 : Evolution des concentrations en sulfates en fonction du site, de la date, de la localisation du piézomètre et de la profondeur (carré noir = surface ; carré blanc = profond).

Les fortes concentrations en SO_4 (> 100 mg.L^{-1}) ne peuvent être expliquées par un simple processus de mélange ou de concentration par évapotranspiration et imposent un processus de production de sulfates in situ [Spratt et al., 1987; Devito and Hill, 1999]. A l'opposé, les concentrations inférieures aux concentrations météoriques (< 5 mg.L^{-1}) montrent l'existence d'un processus de consommation in situ des sulfates. Les différences de concentration d'un site à l'autre, d'une campagne à l'autre et entre surface et profondeur indiquent une dynamique spatiale et temporelle des sulfates liée à une compétition entre processus de consommation et processus de production in situ.

Fer

Les teneurs en fer total (Figure III - 22) sont très hétérogènes. En basses eaux (08/04/03 - 16/06/03), elles varient entre 0.2 et 34.0 mg.L^{-1}. Au moment de la recharge (02/12/03), les teneurs en fer diminuent fortement (< 6.6 mg.L^{-1}) et restent faibles dans le milieu (< 7 mg.L^{-1}). Tous les piézomètres montrent la même dynamique temporelle exception faite de G_2 avec deux pics de concentration : 29.4 et 33.1 mg.L^{-1} en hautes eaux (02/12/04 - 21/09/04) alors que les autres piézomètres des sites ont des concentrations très inférieurs, 7.3 mg.L^{-1}.

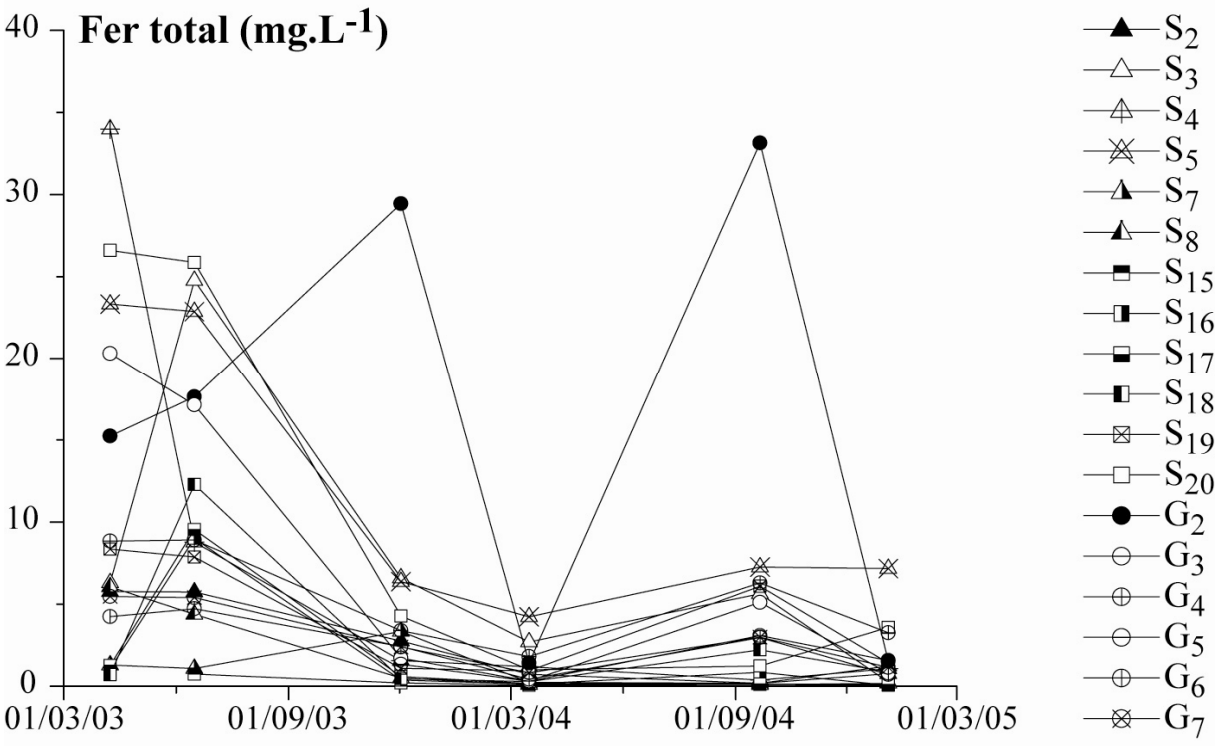


Figure III - 22 : Evolution de la concentration en fer total (mg.L^{-1}) dans les eaux de la tourbe

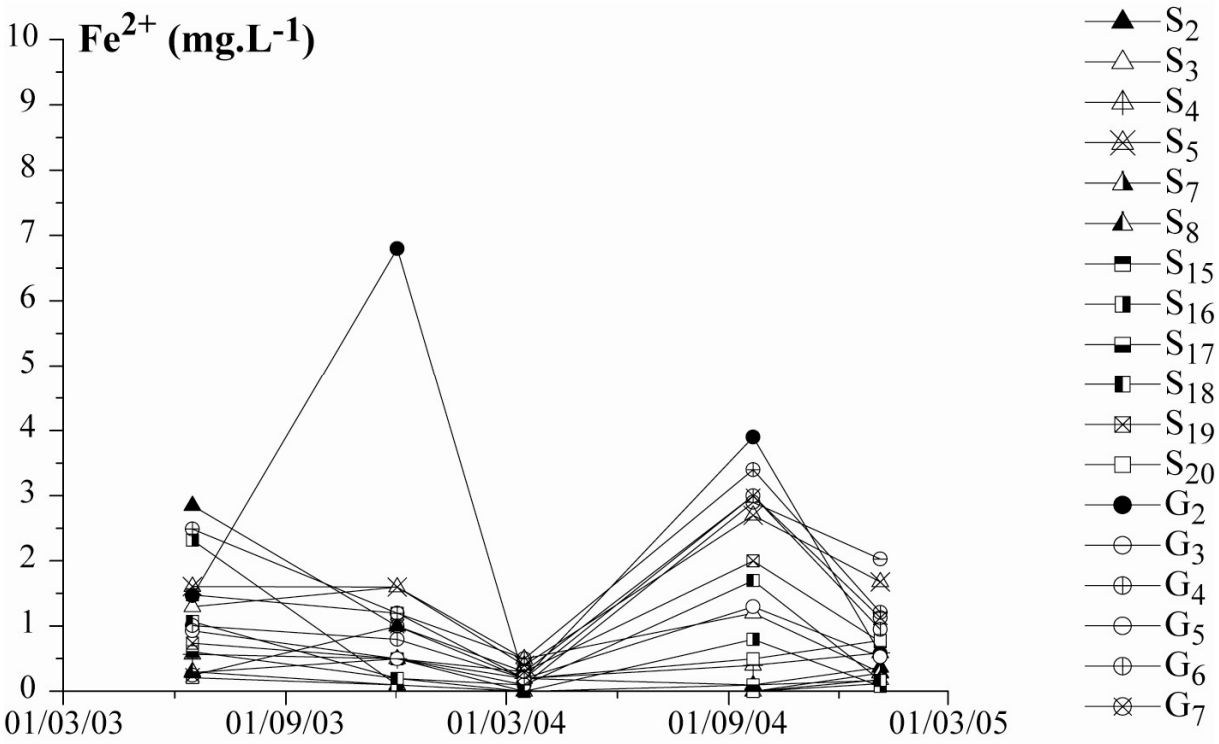


Figure III - 23 : Evolution de la concentration en Fe^{2+} ($mg.L^{-1}$) dans les eaux de la tourbe

La dynamique du Fe(II) est similaire à celle du fer total mais les teneurs sont relativement faibles (< 4 $mg.L^{-1}$) (Figure III - 23). Un minima des concentrations en Fe(II) est observé le 16/03/04. Seul, G_2 se distingue par un pic de concentration en Fe(II) à 6.8 $mg.L^{-1}$ le 02/12/03. Les teneurs élevées en fer total en juin ne sont pas associées à de fortes concentrations en Fe(II). Le fer est principalement sous forme Fe(III). La forte diminution des concentrations en fer total en mars 2004 est associée à une forte diminution des concentrations en Fe(II), ce qui traduit un processus d'oxydation/précipitation du fer dans le milieu.

Carbone Organique Dissous

Les concentrations en carbone organique dissous (COD) dans la rivière sont moyennes (2 - 19 $mg.L^{-1}$). Dans la tourbe (Figure III - 24), sur le site G, elles augmentent dans les piézomètres de surface de la bordure de la tourbière (16.3 – 70.3 $mg.L^{-1}$; G_2) vers l'intérieur (68.9 – 111.3 $mg.L^{-1}$; G_4) et s'homogénéisent après G_4 (65.1 – 96.7 $mg.L^{-1}$; G_7). Sur le site S, la distribution est différente. Sur la rive droite, des berges de la rivière (S_7/S_8) vers l'intérieur (S_4/S_5), les concentrations en COD augmentent puis diminuent de l'intérieur de la tourbe (S_4/S_5) vers la bordure tourbière (S_2/S_3). Sur la rive gauche, les concentrations en COD augmentent des berges de la rivière vers la zone interne comme en G mais les différences de concentrations sont moins importantes.

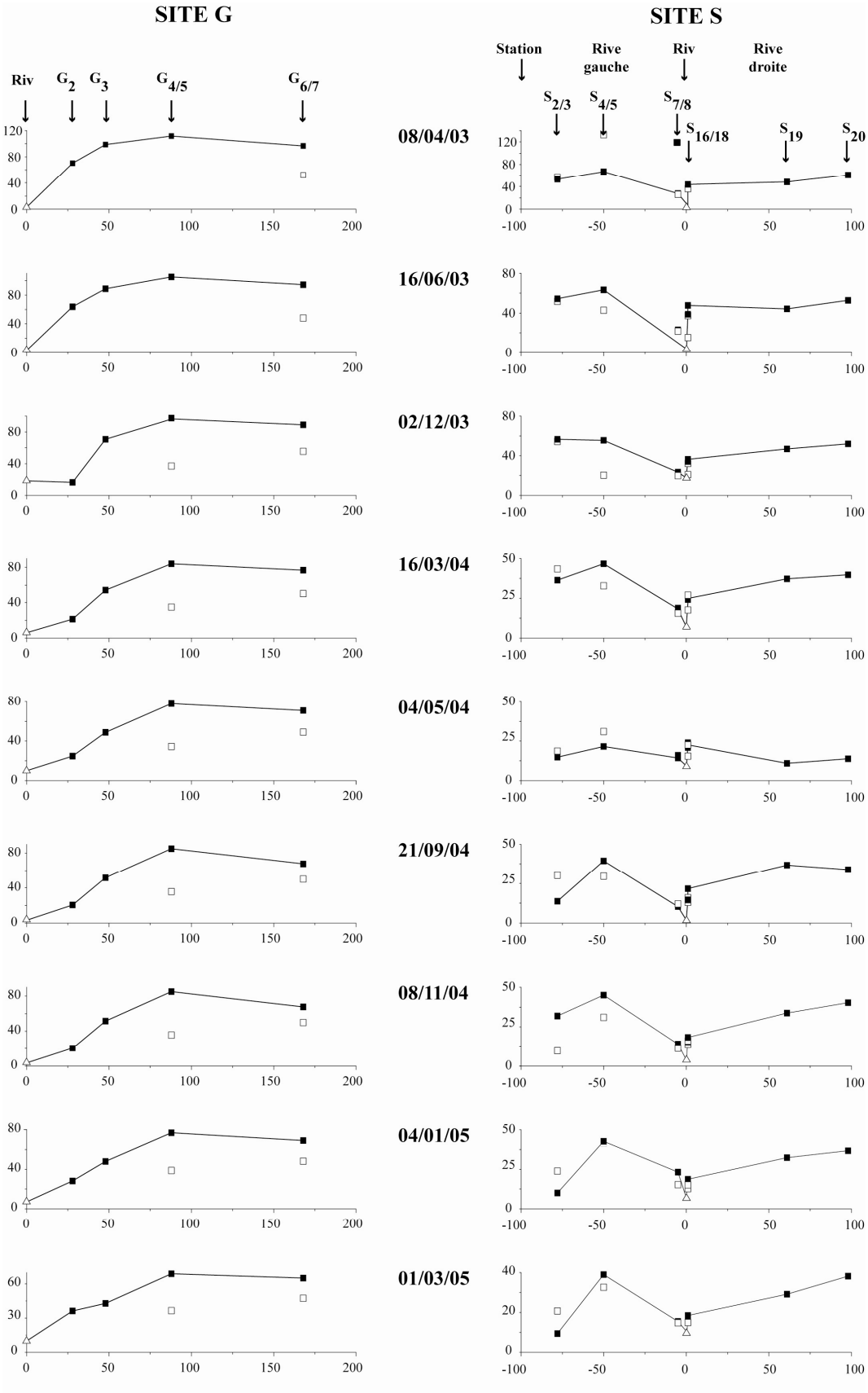


Figure III - 24 : Evolution des concentrations en COD (mg.L^{-1}) en fonction du site, de la date, de la localisation du piézomètre et de la profondeur de prélèvement (carré noir = surface ; carré blanc = profond).

Deux paramètres géographiques influencent les concentrations en COD :

(1) La rivière a un effet de dilution sur les piézomètres situés sur ses berges comme on a pu l'observer sur le site S.

(2) La pluie (4.2 – 5.7 $mg.L^{-1}$) a un effet de dilution plus marqué là où la tourbe est moins épaisse c'est-à-dire sur les bords de la tourbière où les concentrations en COD sont plus faibles.

Sur le site G, on distingue la nappe profonde avec des concentrations en COD plus faibles (< 56 $mg.L^{-1}$ en G_5 et G_6) de la nappe superficielle où les concentrations sont plus élevées (entre 65 et 112 $mg.L^{-1}$ de COD en G_3 et G_4). La disponibilité du matériel organique (végétaux) et les conditions oxydantes favorisent la minéralisation de la matière organique dans l'horizon supérieur de la tourbe [Lundquist et al., 1999; Clément et al., 2002; Blodau et al., 2004] et expliquent les concentrations en carbone organique dissous plus élevées dans le niveau supérieur de la tourbe

Calcium

Les teneurs en calcium (Figure III - 25) sur l'ensemble des piézomètres de la tourbe varient peu (35 - 100 $mg.L^{-1}$) et on ne distingue pas de différence particulière entre surface et profondeur.

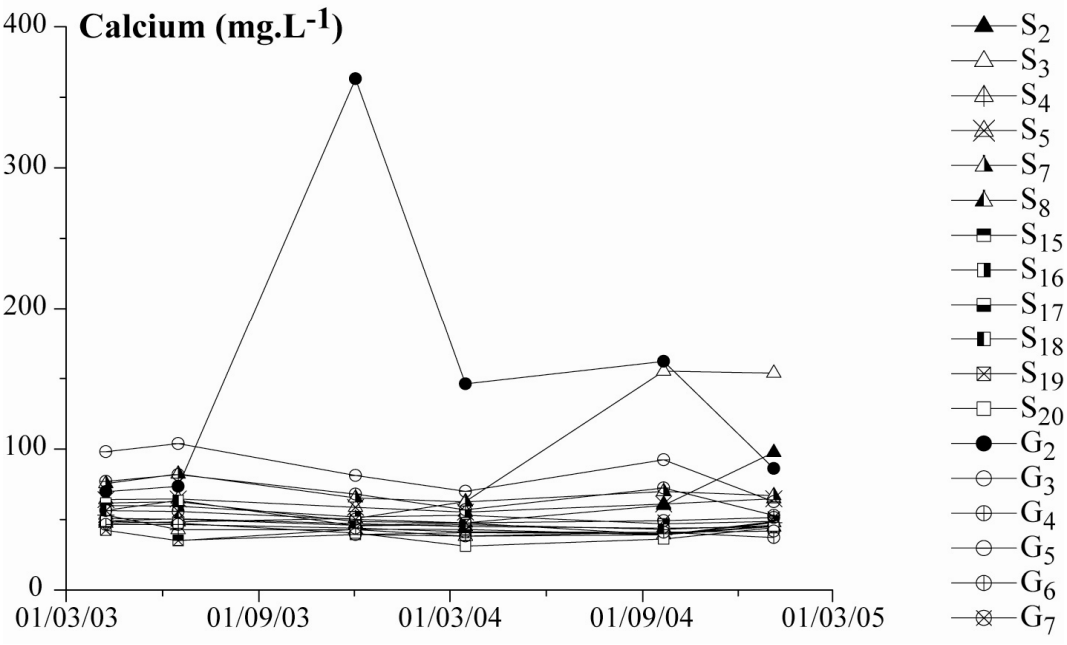


Figure III - 25 : Evolution des concentrations en Calcium dans les eaux de la tourbe

Ces tourbières sont particulièrement riches en calcium par rapport aux concentrations météoriques (2 – 12 $mg.L^{-1}$) et aux valeurs de la littérature (Tableau III - 5). La calcite en

équilibre avec l'eau pure et $P_{CO2} = 10^{-1.5}$atm peut produire des solutions contenant près de 100 mg.L^{-1} de Ca [Shotyk, 1988]. Ces concentrations suggèrent une alimentation de la tourbière par les précipitations et par une source riche en calcium comme les sables dont les concentrations varient entre 63 et 106 mg.L^{-1} de Ca. L'analyse des concentrations en Na et Cl ont déjà mis en évidence cette origine profonde des eaux de la tourbière.

Localisation	**Type de tourbière**	**Ca^{2+} (mg.L^{-1})**	**Référence**
Nord-ouest du Canada	Bas marais boréal	1.7	Nicholson et al [1996]
	Tourbière minérotrophe peu concentrée	8.7	
	Tourbière minérotrophe moyennement riche	10.6	
	Tourbière minérotrophe riche	57	
Hudson Bay, Canada	à 1 m du substratum minéral	34	Reeve et al. [1996]
	à 1-2 m du substratum minéral	9.1	
	à plus de 2 m du substratum minéral	2.9	
Tourbières naturelles, Canada	News Brunswick	0.4	Wind-Mulder et al. [1996]
	Est du Québec	4.6	
	Centre du Québec	0.6	
	Alberta	3.0	
Tourbières cultivées, Canada	News Brunswick	0.3	Wind-Mulder et al. [1996]
	Est du Québec	5.3	
	Centre du Québec	0.9	
	Alberta	12.6	

Tableau III - 5 : Concentrations en Ca^{2+} dans différentes tourbières [Mitsch and Gosselink, 2000]

Les piézomètres G_2 et S_3 se distinguent avec des concentrations élevées (> 100 mg.L^{-1}) et très variables en Ca. On distingue deux pics de concentrations synchrones aux périodes de recharge : Le 02/12/03, 363 mg.L^{-1} en G_2 et 155 mg.L^{-1} en S_3 le 21/09/04.

Magnésium, Manganèse et Aluminium

Les trois graphiques (Figure III - 26, III – 27, III - 28) montrent que pour chaque espèce – Mg, Mn et Al, les concentrations varient peu au cours du temps : entre 4 et 13 mg.L^{-1} de Mg, entre 0 et 3.5 mg.L^{-1} de Mn et entre 0 et 0.4 mg.L^{-1} d'Al. Sur ces trois graphiques, le piézomètre G_2 se distingue avec des pics de 26.7 mg.L^{-1} de Mg, 16.1 mg.L^{-1} de Mn et 13.8 mg.L^{-1} d'Al le 02/12/03. Des pics de concentrations en Mg et en Mn s'observent également sur S_3 mais à des concentrations plus faibles, par contre on ne distingue pas de pic d'Al.

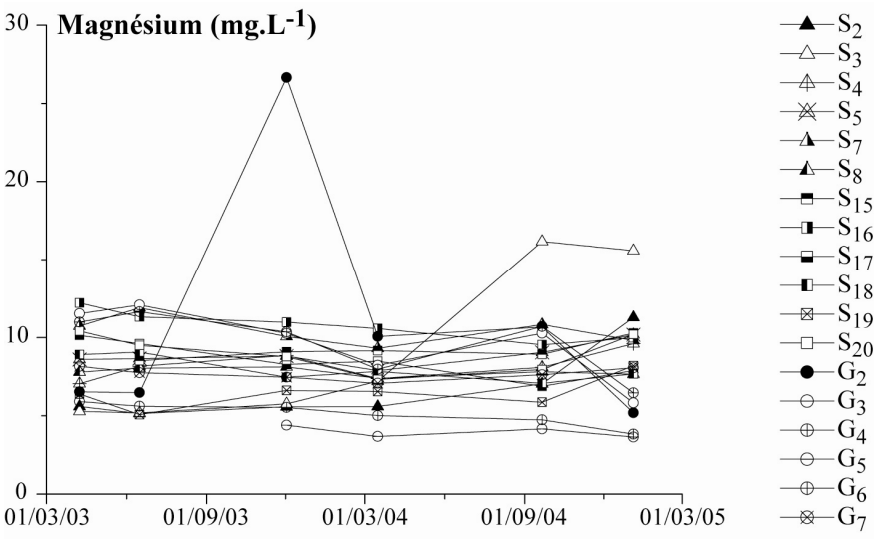


Figure III - 26 : Evolution des concentrations en Magnésium dans les eaux de la tourbe

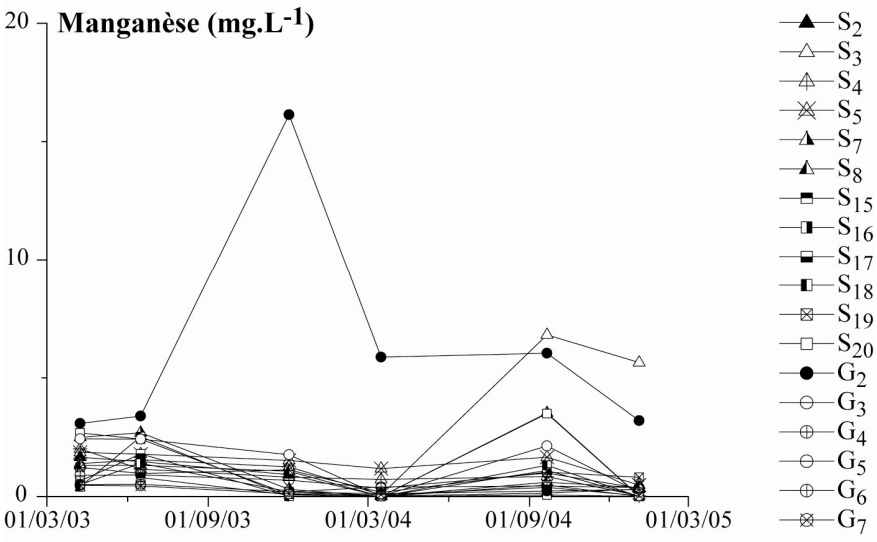


Figure III - 27 : Evolution des concentrations en Manganèse dans les eaux de la tourbe

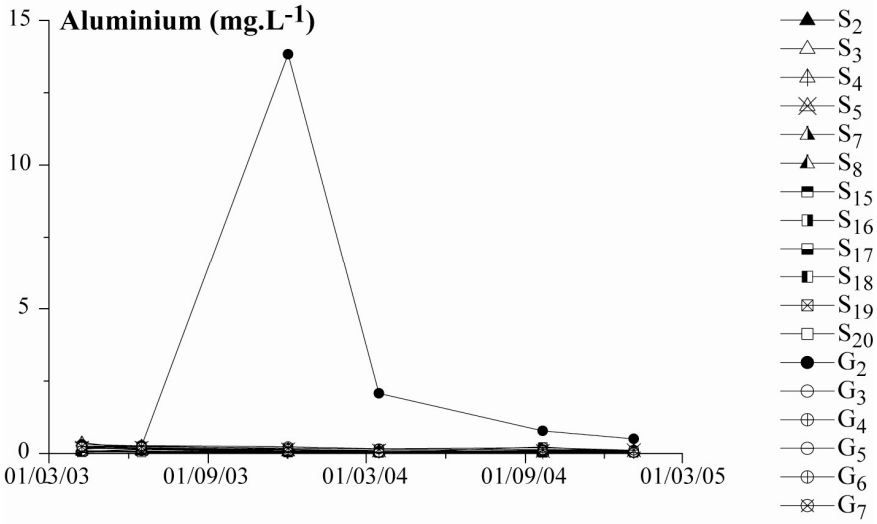


Figure III - 28 : Evolution des concentrations en Aluminium dans les eaux de la tourbe

Les Terres Rares (REE)

Les spectres des Terres Rares (REE) des eaux tourbeuses et de la tourbe solide sont relativement plats (Figure III – 29 et III - 30) sans anomalie en Cérium. Ils sont similaires à ceux obtenus sur les végétaux d'une tourbière de la région d'Ozegahara au Japon (Figure III - 29 et III - 30)[Akagi et al., 2002].

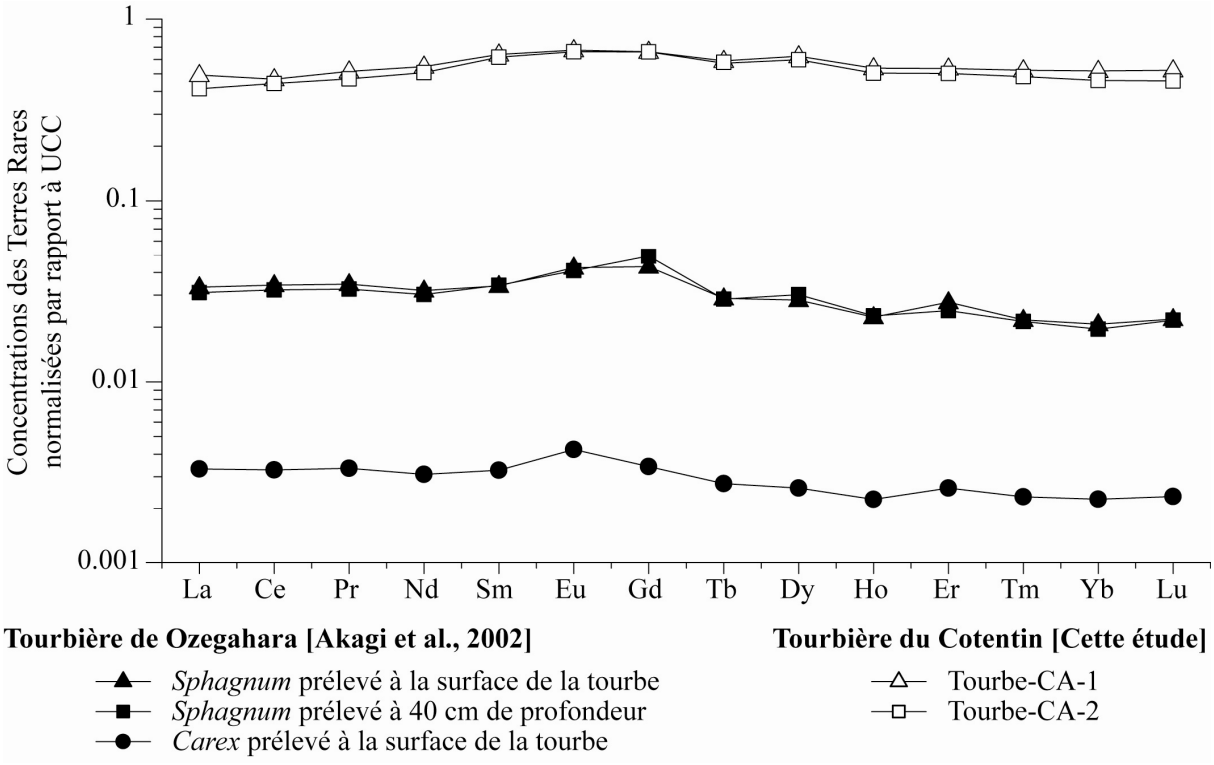


Figure III - 29 : Spectre de REE normalisées-UCC d'échantillons de tourbe solide

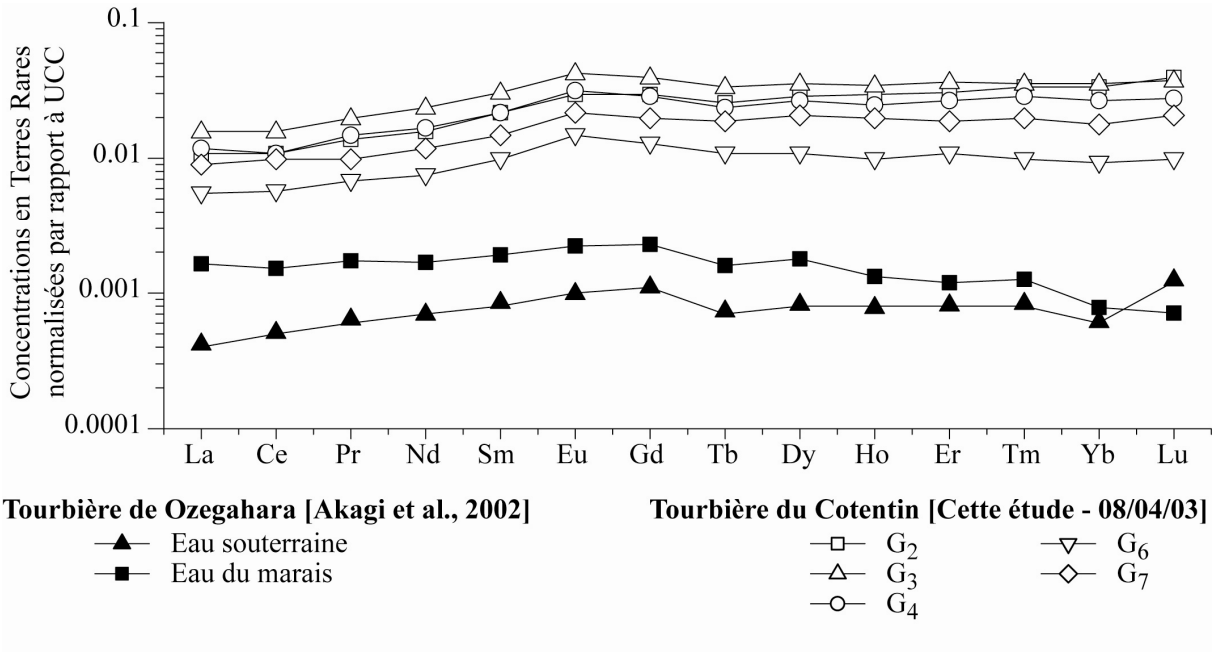


Figure III - 30 : Spectre de REE normalisées-UCC d'eaux de la nappe de la tourbe

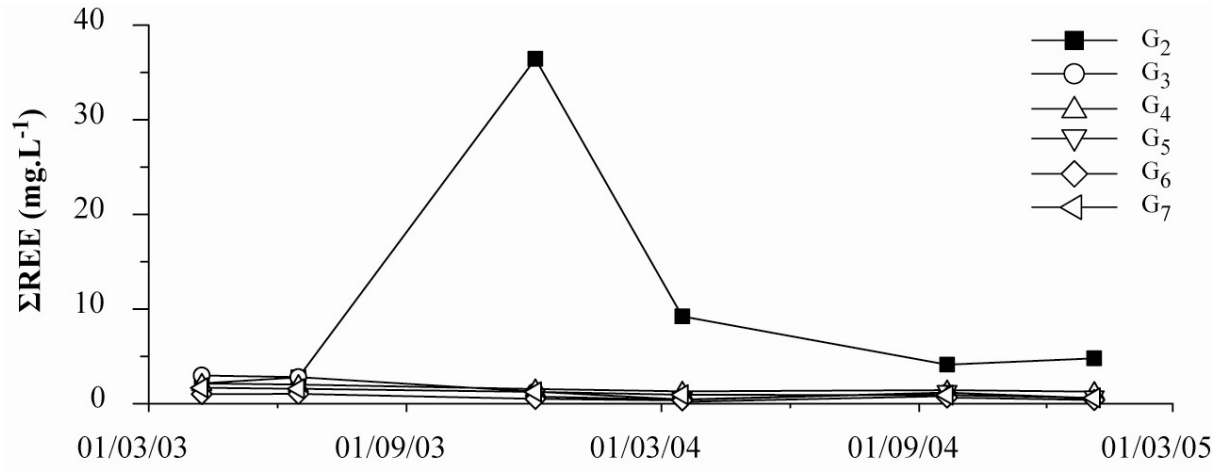


Figure III - 31 : Evolution des concentrations des REE sur le site G

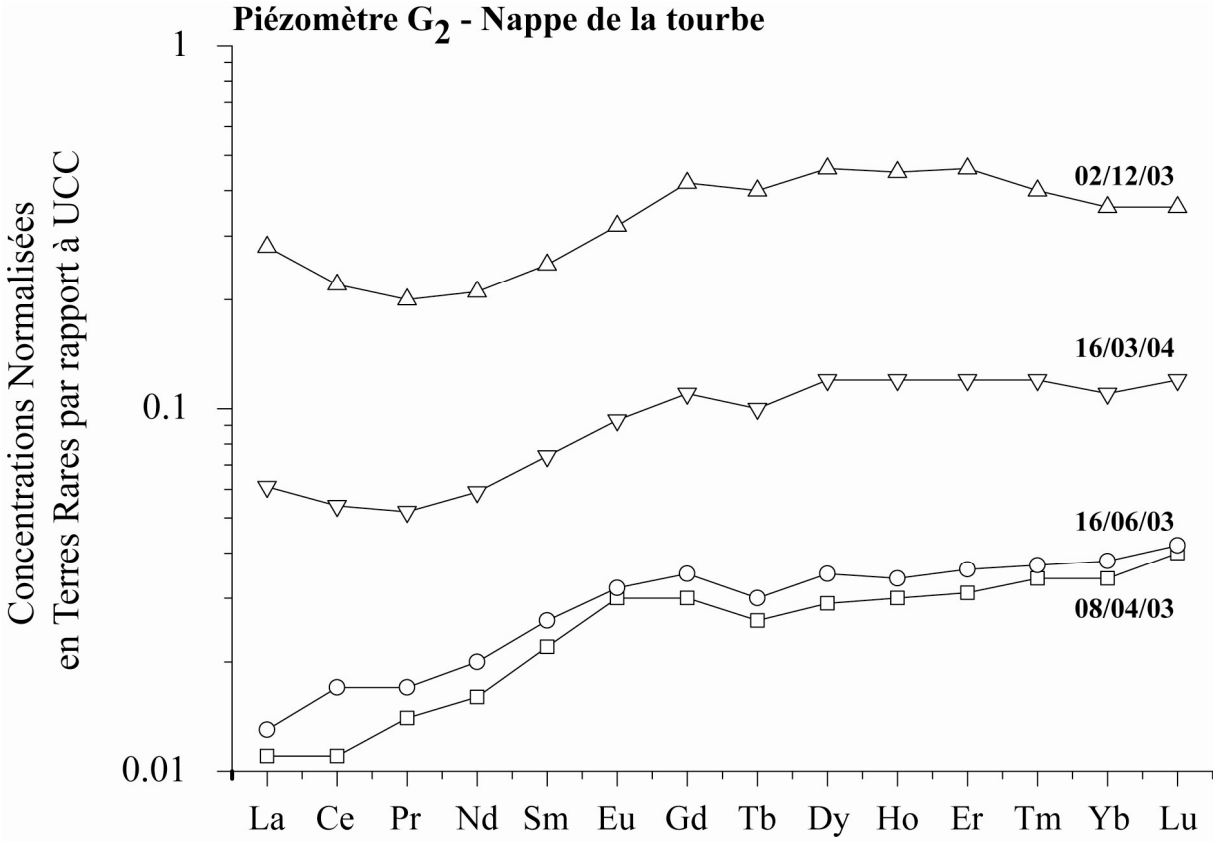


Figure III - 32 : Spectre des Terres Rares dissous dans les eaux de la tourbe du piézomètre G_2

Le Ce contrairement aux autres Terres Rares a un état réduit Ce^{3+} plus soluble que son état oxydé Ce^{4+} qui peut être éliminé de la solution par précipitation ou adsorption préférentielle à la surface des solides. L'oxydation du milieu conduit donc à une anomalie négative dans les eaux de la tourbe. Cette anomalie de Cérium pourrait être un indicateur d'un état oxydé de la tourbe. Cependant dans les tourbières la présence de matière organique et/ou les conditions du milieu ne permettent pas la présence de l'anomalie en Ce. En effet, la matière organique peut empêcher par complexation la migration du Ce dans la phase

particulaire et inhibe donc la formation d'une anomalie de Ce [Davranche et al., 2005]. Akagi et al [2002] expliquent l'absence de l'anomalie en Ce par des conditions de faibles pH et/ou de Eh dans les tourbières qui ne permettent pas la formation d'une anomalie en cérium.

Les spectres des REE sont homogènes d'un piézomètre à l'autre et d'une campagne à l'autre, ils sont similaires à ceux des eaux de la tourbe décrits sur le site G (Figure III – 30). Cependant le piézomètre G_2 se distingue, non seulement les concentrations en REE augmentent fortement le 02/12/03 (Figure III - 31) mais une modification de la forme du spectre correspondant à un enrichissement en terres rares légères peut être observé le 02/12/03 et le 16/03/04 (Figure III – 32).

CHAPITRE 3 : DISCUSSION

1. Chimie de la tourbière

1.1 Dichotomie verticale de la nappe

Les mesures de concentrations en Na, Cl, NO_3 et SO_4 ont montré une hétérogénéité chimique entre un horizon profond et un horizon superficiel de la nappe de la tourbe. Les concentrations en Cl, Na dans la tourbe (Figure III - 7, III - 10 et III - 11) sont plus élevées en profondeur par rapport à la surface sur les deux sites. Dans l'horizon superficiel de la nappe de la tourbe, les concentrations en NO_3^- (Figure III - 17) sont plus élevées sur le site G et plus faibles sur le site S. Les concentrations en SO_4^{2-} sont plus élevées dans l'horizon profond de la nappe de la tourbe (Figure III - 21).

Cette différenciation chimique entre un horizon profond et un horizon superficiel dans la nappe de la tourbe répond au modèle à deux couches décrit par les hydrologues [Ingram, 1983; Chason and Siegel, 1986]. L'acrotelm est l'horizon supérieur perméable situé dans la zone de battement de la nappe. Régulièrement aéré, l'alternance des conditions de saturation/désaturation impose une alternance entre des conditions réductrices/oxydantes. Le catotelm sous-jacent est peu perméable et saturé et des conditions réductrices y sont maintenues. La surface libre délimite dans le temps et dans l'espace les zones anaérobies et aérobies [Devito and Hill, 1999; Eimers et al., 2003]. Les espèces oxydées (NO_3, SO_4) sont concentrées dans l'acrotelm régulièrement aéré alors que dans le catotelm l'azote et le soufre sont réduits.

Les concentrations en SO_4 sont les plus élevées dans les piézomètres situés dans la zone de battement de la nappe (S_3, S_5, S_7, S_{17}, S_{18}, G_4 et G_7) alors que les piézomètres profonds situés sous cette zone de battement (S_4, S_8, S_{15}, S_{16}, G_5 et G_6) sont les moins concentrés en sulfates (Figure III - 33). La zone de battement de la nappe coïncide avec la zone de réactivité des composés soufrés (stockage/oxydation du soufre) et explique que les concentrations maximales de S coïncident souvent avec l'interface anaérobie/aérobie délimité par la surface libre [Bayley et al., 1986; Spratt et al., 1987; Bottrell and Novak, 1997; Devito and Hill, 1999; Devito et al., 1999; Chapman and Davidson, 2001; Schiff et al., 2005].

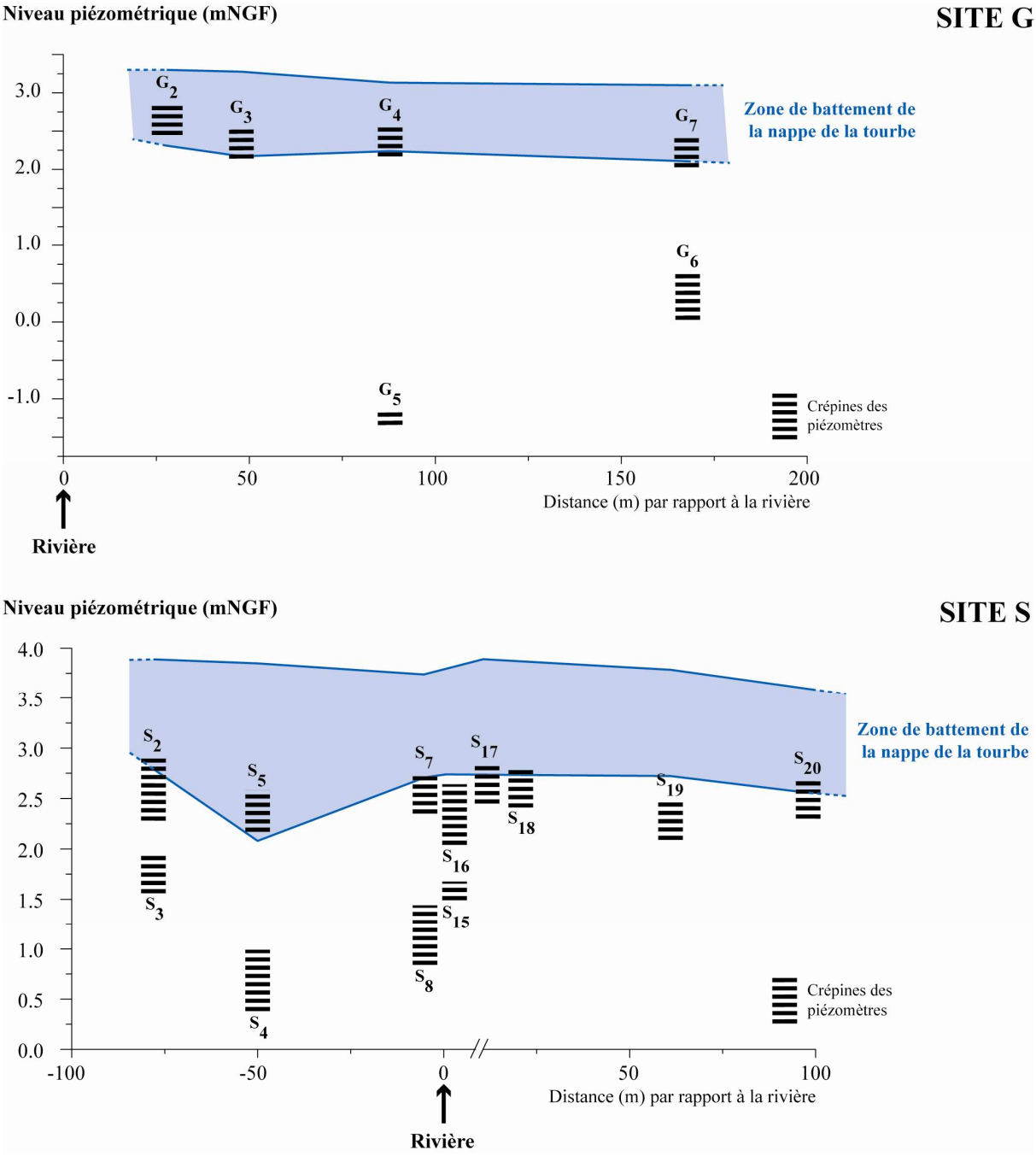


Figure III - 33 : Profondeur des crépines et localisation de la zone de battement de la nappe

Sur le site G, les concentrations en NO_3 varient dans la zone supérieure traduisant une alternance des conditions redox (Figure III - 18) alors qu'en profondeur les concentrations restent faibles et varient peu. Sur le site S, la nappe profonde est enrichie en NO_3 et tous les piézomètres du site (superficiels et profonds) montrent une variabilité des concentrations. Sur ce site, le catotelm ne témoigne pas d'un fonctionnement classique comme on a pu le décrire sur le site G. Ce point sera détaillé et discuté dans le paragraphe 2.2.

Cette distinction catotelm-acrotelm s'observe avec les mesures de concentrations chimiques des espèces Na, Cl, NO_3 et SO_4. Cependant les mesures du potentiel redox sur le

terrain (Figure III - 14 et III - 15) ne montrent pas un acrotelm plus réducteur par rapport à un catotelm plus oxydant, probablement du au fait que le potentiel redox mesuré de représenterait pas le potentiel redox du milieu fortement hétérogène (cf. paragraphe 2.3).

1.2 Origine profonde des eaux de la tourbière

Plusieurs points suggèrent que la tourbière est alimentée d'une part par les précipitations d'autre part par l'aquifère des sables sous-jacents.

Les eaux de la tourbe comme celles des sables ont un faciès carbonaté calcique (Figure III - 6). Le pH moyen des eaux de la tourbière est mesuré entre 5.8 et 7.2 et correspond aux valeurs comprises entre 6 et 8 généralement décrites dans les tourbières minérotrophes enrichies en éléments dissous [Shotyk, 1988]. Les tourbières ombrotrophes ont un pH acide autour de 4 et des concentrations en ions majeurs proches de celles de l'eau de pluie [Shotyk, 1988]. Les concentrations mesurées en ions majeurs notamment en calcium sont très élevées (> 50 mg.L^{-1}) pour une tourbière ombrotrophe (Tableau III - 5). Le pH et les concentrations en cations caractérisent donc une tourbière minérotrophe influencée par des eaux de surface ou des eaux souterraines dont le faciès chimique serait carbonaté calcique.

L'horizon profond est enrichi en Cl et en Na par rapport à la nappe superficielle. Cette différence ne peut être expliquée par évapotranspiration. Deux pôles sont riches en Na et Cl : la rivière et les sables. La rivière contribue faiblement à l'alimentation de la nappe de la tourbe. Elle influence essentiellement les piézomètres situés sur les berges du cours d'eau. De plus, la rivière ne peut contribuer majoritairement à la partie profonde de la nappe de la tourbe puisque la perméabilité de la tourbe décroît avec la profondeur (Figure II - 5).

Sur le site G, les concentrations en Na et Cl dans les piézomètres profonds sont proches du pôle sables. L'étude hydrogéologique a montré que les flux étaient descendants de la tourbe vers les sables mais ils peuvent avoir été inversés par rapport à une période antérieure, avant l'exploitation de l'aquifère. La tourbière aurait été donc alimentée en partie par l'aquifère des sables. Dans le bassin de Lessay (Figure I - 2), l'aquifère sous-jacent à la tourbière est également exploité. Pendant l'étude menée en 2001, période où les précipitations étaient plus abondantes, les sites éloignés de la station de pompage montrent que le niveau de la nappe des sables est supérieur à celui de la tourbe ce qui indique des flux verticaux ascendants. A l'opposé, sur le site situé à l'aplomb de la station de pompage, les flux sont verticaux descendants pendant toute la période d'étude [Tortrat, 2001].

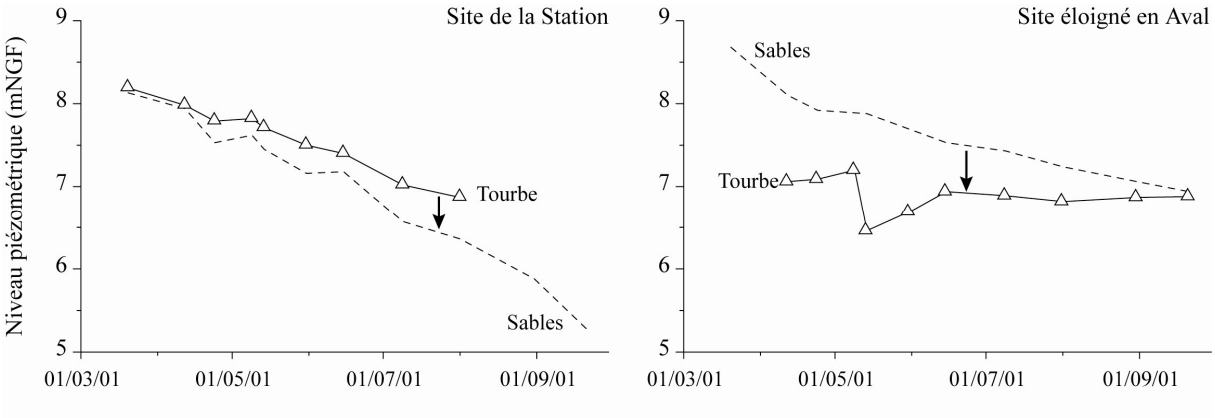


Figure III - 34 : Piézométrie de la tourbe et des sables dans le bassin de Lessay [d'après Tortrat, 2001]

2. Dynamique des cycles biogéochimiques

2.1 Un milieu peu oxydant en basses eaux

Le potentiel redox varie avec la surface libre sur les deux sites (Figure III - 14 et III - 15). Les potentiels redox les plus bas sont enregistrés en basses eaux. La surface libre, profonde est localisée dans le catotelm peu perméable. Les faibles gradients hydrauliques horizontaux dans la tourbe et les faibles perméabilités du milieu (Figure II - 7) imposent une circulation lente des eaux souterraines. L'oxygène rapidement consommé n'est pas renouvelé par un flux souterrain ou par des précipitations. Les conditions deviennent plus réductrices en basses eaux. Au moment de la recharge et en période de hautes eaux, la surface libre s'élève. Les gradients hydrauliques plus forts et les perméabilités plus importantes de l'acrotelm (Figure II - 4, II - 5 et II - 7) favorisent des écoulements souterrains plus rapides, associés à des précipitations régulières. Les eaux de la nappe de la tourbe sont renouvelées plus rapidement et l'oxygénation du milieu est favorisée.

En hautes eaux le milieu est plus oxydant qu'en période de basses eaux. Ces conditions redox sont opposées à celles classiquement décrites dans les zones humides. Généralement, les conditions réductrices décrites en zone humide correspondent aux périodes hivernales, l'engorgement des sols et le faible taux de diffusion de l'oxygène conduisent rapidement à un milieu réducteur. En basses eaux, l'abaissement de la surface libre favorise la pénétration de l'oxygène dans le milieu, les Eh est plus élevé en été [Clymo, 1983]. Le fonctionnement de la tourbière est donc particulièrement original puisqu'il est oxydant en hiver à cause de l'alimentation météorique, la circulation souterraine des eaux et l'absence de submersion. La circulation des eaux sous le niveau du sol facilite l'oxygénation du milieu et ne permet pas l'installation de conditions réductrices. En été, le ralentissement des flux souterrains et la diminution des précipitations induisent un milieu moins oxydant.

Les potentiels redox en basses eaux en 2003 sont inférieurs à ceux observés en 2004. Les années précédant la période d'étude ont été particulièrement pluvieuses. Pendant l'hiver 2002-2003, au cours de l'installation des piézomètres, bien que nous ne disposions pas de mesure hydrologique, nous avons pu observer l'inondation de la zone humide. La submersion de la zone a donc pu créer des conditions réductrices en hautes eaux comme on le décrit classiquement dans la littérature. Ces conditions réductrices se sont maintenues pendant la décharge de la nappe et ont pu être mesurées au cours de la période avril-juin 2003. En septembre 2004, bien que les conditions provoquées par un abaissement de la surface libre soient moins oxydantes, elles ne le sont pas autant que lorsque les sols sont inondés.

2.2 Dynamique des nitrates

Sur les deux sites, la dynamique des NO_3 (Figure III - 18 et III - 19) est liée à celle de la surface libre qui elle-même influence les conditions redox du milieu (Figure III - 14 et III - 15). En basses eaux (avril-juin 2003), les conditions sont réductrices avec de faibles potentiels redox (< 310 mV). Le processus de dénitrification qui peut prendre effet dès que le Eh est inférieur à 350 mV (Tableau III - 1, Figure III - 1) peut expliquer les faibles concentrations en NO_3 mesurées pendant cette période. La croissance des végétaux utilise des NO_3 et contribue également à diminuer leur concentration dans le milieu.

Pendant la recharge, l'élévation de la surface libre est accompagnée d'une augmentation des potentiels redox (Eh > 250 mV). Les faibles concentrations en NO_3 des précipitations (2-11 $mg.L^{-1}$) ne peuvent être à l'origine des concentrations élevées mesurées (35 $mg.L^{-1}$), le processus est interne à la tourbière. Les conditions oxydantes de la zone non saturée favorisent la minéralisation de la matière organique [Reynolds and Edwards, 1995]. L'azote organique est oxydé en NO_3 qui reste immobile dans la zone non saturée. Au moment de la recharge, les eaux de pluie lessivent la zone non saturée et entraînent les NO_3 jusqu'à la nappe [Molénat, 1999]. Parallèlement, le niveau de la surface libre s'élève et la nappe se charge des nitrates contenus dans la zone non saturée [Michelin, 2001]. Plusieurs études ont mis en évidence des pulses de nitrates synchrones à la remontée des eaux [Reynolds and Edwards, 1995; Goolsby et al., 1999; Martin et al., 1999; Sanchez-Perez and Tremolieres, 2003; Clark et al., 2004; Grimaldi et al., 2004; Massmann et al., 2004; Forshay and Stanley, 2005].

La recharge de la nappe par les précipitations associée à une circulation rapide des eaux souterraines dans l'acrotelm favorise des conditions oxydantes en maintenant des concentrations élevées en NO_3 pendant l'hiver dans la nappe de la tourbe. Le ralentissement

des flux souterrains pendant la décharge et les précipitations peu fréquentes en été limitent le renouvellement des eaux de la nappe de la tourbe, les conditions deviennent moins oxydantes et favorisent la dénitrification. Les concentrations en nitrates dans la nappe de la tourbe en septembre 2004 ne sont pas aussi faibles qu'en avril ou juin 2003 et sont directement liées au potentiel redox plus réducteur en avril-juin 2003 qu'en septembre 2004. Des valeurs de Eh plus élevées réduisent l'efficacité de la dénitrification.

Sur le site G, les NO_3 n'évoluent pas à la même vitesse d'un piézomètre à l'autre. Les concentrations augmentent et diminuent plus rapidement en G_2 qu'en G_3 et G_4 alors que les pics de concentrations en NO_3 sont retardés en G_7. Cette différence de cinétique chimique peut être liée aux différences de conductivités hydrauliques. Les perméabilités mesurées sur le site G sont de $1.0\ 10^{-5}$ m/s en G_2, $1.2\ 10^{-8}$ m/s en G_3, $2.4\ 10^{-8}$ m/s en G_4, et $4.7\ 10^{-9}$ m/s en G_7 (Figure II - 8). La perméabilité élevée de G_2 favorise une circulation souterraine plus rapide et un transfert des NO_3 plus rapide. La faible perméabilité de G_7, inférieure à celle de G_2 d'un facteur 10^4, ralentit les flux souterrains et favorise les interactions entre l'eau souterraine et le substrat tourbeux ce qui explique des pics plus tardifs et plus élevés.

Sur le site G, les flux dans la nappe de la tourbe sont verticaux descendants et contribuent à une alimentation de la nappe profonde en NO_3. La zone profonde saturée en permanence induit des conditions moins oxydantes (Eh < 350 mV) et la dénitrification des NO_3. Cette diminution des teneurs en NO_3 avec la profondeur est souvent décrite dans les zones humides et les tourbières [Cirmo and Mc Donell, 1997; Clément et al., 2002]. Sur le site S, les concentrations en NO_3 sont élevées dans l'horizon profond. Les pôles enrichis en nitrates sont la rivière (10-25 $mg.L^{-1}$) et les sables (0-28 $mg.L^{-1}$). La rivière alimente la tourbière mais l'étude hydrologique a montré que les débits étaient relativement faibles. Les flux entre la tourbe et les sables sont verticaux descendants, l'hypothèse d'une alimentation profonde en nitrates est impossible. Les nitrates de la nappe de la tourbe proviennent principalement de la minéralisation de la matière organique dans l'horizon supérieur de la tourbe. Les plus fortes concentrations en NO_3 en profondeur pourraient donc s'expliquer par une absence de dénitrification. Sur le site S, la rivière est connectée en permanence et bien que les flux soient négligeables en termes de débits, ils contribuent à une circulation permanente et à un maintien de conditions oxydantes. Ainsi la dénitrification ne peut se produire sur le site S. Les concentrations en NO_3 sont plus faibles en surface simplement par dilution par les eaux de pluies et consommation par la végétation.

La dénitrification est un processus épurateur naturel bien connu dans les zones humides [Ponnamperuma, 1972]. Cependant, sur le site d'étude, ce processus est actif en

hautes eaux et ne répond pas à un cycle classique. Le milieu reste oxydant en hiver à cause de l'absence de submersion de la zone humide et à un renouvellement des eaux par les précipitations facilité par une circulation rapide des eaux souterraines.

2.3 Processus de consommation in-situ des sulfates

Pendant les deux années de suivi, les concentrations en sulfates restent faibles dans les piézomètres profonds (S_{19}, S_4, S_{15}, S_{16}, G_6), et inférieures aux concentrations des eaux de pluie. Les potentiels redox les plus bas observés (12-90 mV/ESH) datent de la campagne du 08/04/03 mais sont trop élevés pour qu'une réduction des SO_4 se produise. De plus, ces valeurs de Eh ne coïncident pas avec les plus faibles concentrations en SO_4. Dans les zones humides la réduction des SO_4 par des bactéries sulfato-réductrices comme *Desulfivibrio* est bien connue mais nécessite des potentiels redox inférieurs à 0 – (-150) mV/ESH. (Figure III - 1, Tableau III - 1) [Ponnamperuma, 1972; Brown, 1986; Howarth and Stewart, 1992 ; Moreno-Vivián and Ferguson, 1998; Mitsch and Gosselink, 2000; Adamson et al., 2001; Chapman, 2001; Chapman and Davidson, 2001]. Dans le catotelm, saturé en permanence, les Eh dépassent souvent 200 mV et peuvent atteindre 450 mV. Ils sont donc incompatibles avec une réduction des SO_4 ou un maintien du soufre à l'état réduit.

Cependant, plusieurs auteurs ont montré qu'il existe des microsites au sein desquelles les conditions sont suffisamment réductrices pour que la réduction des SO_4 se produise, alors que le milieu reste globalement oxydant [Parkin, 1987; Koba et al., 1997; Ours et al., 1997; Clément et al., 2002; Sebilo, 2003; Rotkin Ellman et al., 2004; Legout et al., 2005]. L'hétérogénéité de la tourbe favorise particulièrement l'existence de ces microsites. L'étude pédologique (Figure I - 2) a montré une hétérogénéité des conditions redox de la tourbe. Sur le site G, à l'intérieur du marais, l'odeur de H_2S de certains horizons traduit des conditions réductrices et des eaux stagnantes. Cependant ces niveaux s'intercalent avec des horizons plus liquides et sans odeur significatifs d'un renouvellement des eaux souterraines. L'hétérogénéité structurale du sol constitué d'une macroporosité et d'une porosité matricielle peut donc localiser l'activité microbienne [Pauwels et al., 1998; Parry et al., 1999; Casey et al., 2004]. Harvey et Nuttle [1995] ont mis en évidence l'hétérogénéité chimique des concentrations en Cl entre la macroporosité et la microporosité d'une zone humide côtière. Parkin [1987] et Rotkin Ellman et al. [2004] ont également démontré que l'hétérogénéité des agrégats de matière organique favorise l'existence de "points chauds" ou microsites où se concentre la dénitrification. Or la tourbe est un milieu particulièrement hétérogène avec une double porosité : une macroporosité active à travers laquelle circulent les flux et les solutés, et

une microporosité matricielle à travers laquelle les éléments dissous diffusent [Ours et al., 1997]. La teneur en eau est un facteur prépondérant dans l'existence de ces microsites [Luo et al., 1999]. L'hétérogénéité structurale de la tourbe et de la distribution de la matière organique dans le milieu favorisent donc l'existence de microsites plus réduits et permettent d'expliquer la réduction des sulfates dans un milieu globalement oxydant.

2.4. Pics de sulfate

Deux zones montrent un enrichissement en sulfates (> 250 $mg.L^{-1}$ de SO_4) : sur le site G en bordure de rivière (G_2) et sur le site S à proximité de la station de pompage (S_3-S_2). Ces zones correspondent aux conditions d'assèchement de la tourbe les plus sévères. Les données piézométriques indiquent que S_2-S_3 et G_2 sont des points bas dans la nappe de la tourbe en basses eaux indiquant une désaturation de la tourbe plus marquée autour de ces deux piézomètres. L'épaisseur désaturée a atteint près de 1.20 m. Cet assèchement marqué autour de G_2 et S_3 est une conséquence directe du fonctionnement hydrologique des sites :

- Sur le site G, les écoulements souterrains se font de la zone interne de la tourbière vers sa bordure. G_2 est localisé à la fois en bordure de la rivière (mais déconnectée) et de la tourbière.

- Sur le site S, l'influence du cône de rabattement est maximum à l'aplomb du forage et impose de bas niveaux piézométriques dans la tourbe autour de la station de pompage.

Les pics de SO_4 sont synchrones avec la remontée de la surface libre (Figure III - 35) qui resature la tourbe. Sur G_2, le pic de sulfate du 02/12/03 correspond à la période de recharge de 2003 et un second pic le 21/09/04 moins marqué compte tenu des concentrations déjà élevées dans le milieu correspond à la recharge de l'automne 2004. Sur S_3, le pic de concentration est plus progressif. La concentration en sulfate en S_3 augmente au moment de la recharge de 2003 (à partir du 02/12/03). Cependant, cet accroissement se poursuit sur les campagnes suivantes avec une accélération entre le 04/05/04 et le 21/09/04 correspondant à la recharge de l'automne 2004.

Des pics de sulfates postérieurs à un évènement de sécheresse ont déjà été décrits dans la littérature. Plusieurs études ont mis en évidence un accroissement significatif des concentrations en sulfate après un épisode de sécheresse dans le sol [Clark et al., 2005], dans les cours d'eau drainant une zone humide [Devito and Hill, 1997; Devito et al., 1999; Eimers and Dillon, 2002; Schiff et al., 2005], dans les eaux souterraines d'une zone humide [Bayley et al., 1986; Devito and Hill, 1997; Devito and Hill, 1999; Warren et al., 2001], et dans les eaux superficielles d'une tourbière [Scott et al., 1998; Bottrell et al., 2004]. Les

concentrations estivales en sulfates, en basses eaux, sont relativement faibles mais elles augmentent significativement au moment de la recharge [Urban et al., 1989]. Les pics de concentrations observés sont généralement de l'ordre de 15 à 50 $mg.L^{-1}$ dans un cours d'eau drainant une zone humide [Devito and Hill, 1997; Eimers and Dillon, 2002; Schiff et al., 2005] mais peuvent atteindre plus de 150 $mg.L^{-1}$ dans les eaux souterraines d'une tourbière [Scott et al., 1998; Warren et al., 2001]. Cependant les concentrations observées en G_2 et S_3, respectivement 1200 $mg.L^{-1}$ et 480 $mg.L^{-1}$, sont largement supérieures aux valeurs décrites dans la littérature et peuvent marquer un assèchement intense de la tourbe.

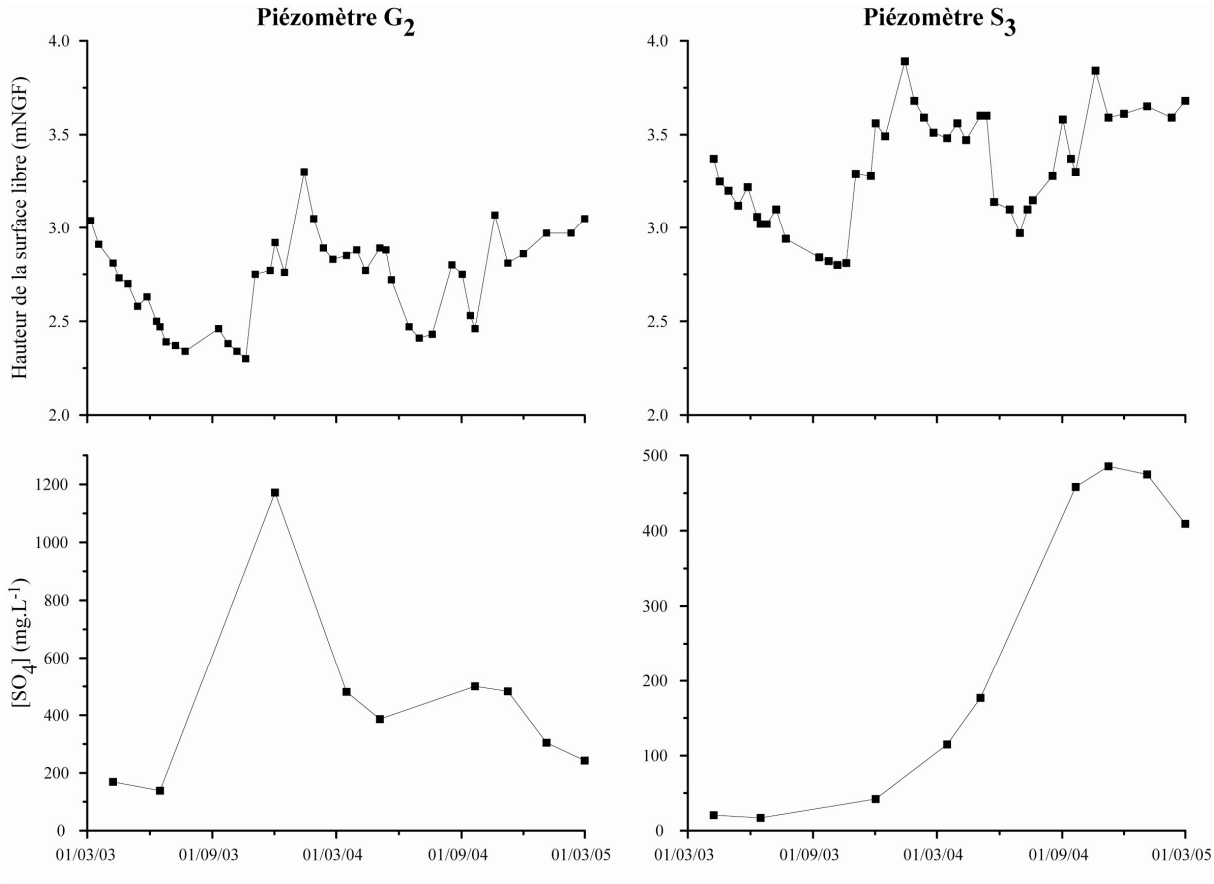


Figure III - 35 : Pic de SO_4 corrélé avec la remontée de la surface libre en G_2 et S_3

Les précipitations importantes de 2002, la submersion de la tourbe pendant l'hiver 2003 et les plus bas potentiels redox observés le 08/04/03 montrent qu'au cours de l'hiver 2002-2003, des conditions anaérobies ont pu s'instaurer et maintenir le soufre à l'état réduit. Pendant la sécheresse de l'été 2003, l'évapotranspiration intense et le déficit pluviométrique abaissent le niveau de la surface libre et augmentent l'épaisseur de la zone non saturée. Cet abaissement de la surface libre conduit à :

(1) une oxydation en SO_4 des composés soufrés réduits comme la pyrite [Devito and Hill, 1997; Massmann et al., 2003; Blodau et al., 2004; Bottrell et al., 2004],

(2) un arrêt de l'activité des bactéries sulfato-réductrices dans des conditions aérobies laissant place à la respiration aérobie [Bottrell et al., 2004],

(3) une concentration des sulfates sous l'effet de l'évapotranspiration.

Ces trois processus contribuent à une augmentation des concentrations en SO_4 dans le milieu. L'effet seul de l'évapotranspiration ne peut expliquer des concentrations de 1200 $mg.L^{-1}$. L'arrêt de l'activité bactérienne stoppe la réduction des SO_4 qui peuvent s'accumuler dans le milieu mais n'explique pas non plus de telles concentrations. Le processus majeur est une oxydation de sulfures contenus dans la zone non saturée qui rejoignent la nappe au moment de la recharge.

La dynamique des sulfates dépend directement de la variabilité spatiale et temporelle des conditions hydrologiques du bassin versant : du niveau de la surface libre, des propriétés hydrauliques de la tourbe et des paramètres climatiques contrôlant l'évapotranspiration, l'intensité et la fréquence des précipitations [Devito, 1995; Scott et al., 1998; Devito and Hill, 1999; Devito et al., 1999; Warren et al., 2001; Eimers and Dillon, 2002; Eimers et al., 2003]. Le niveau de la surface libre délimite les zones aérobies des zones anaérobies et influence le temps de séchage et d'aération de la tourbe [Spratt et al., 1987; Devito and Hill, 1999; Adamson et al., 2001; Eimers et al., 2003]. Les concentrations maximales en SO_4 coïncident avec la zone de battement de la nappe (Figure III - 33) où alternent des conditions de saturation/désaturation et donc réductrices/oxydantes. La zone de réactivité des sulfures (stockage/oxydation du soufre) se fait dans la partie supérieure de la zone non saturée [Devito and Hill, 1999; Devito et al., 1999; Schiff et al., 2005]. Souvent les concentrations maximales de soufre sont observées juste au dessous du niveau de la surface libre [Bayley et al., 1986; Spratt et al., 1987; Bottrell and Novak, 1997, Chapman, 2001].

Les pics de SO_4 observés sont liés à la variation du niveau de la nappe. Le S est oxydé dans la zone non saturée de la tourbe en basses eaux et rejoint la nappe sous forme de SO_4 en hautes eaux. Devito et Hill [1999] ont montré qu'un abaissement de 25 cm de la nappe était nécessaire pour observer ce relargage de SO_4 mais un abaissement de 10 cm peut suffire [Schiff et al., 2005]. Les pics de SO_4 sont localisés là où l'assèchement de la tourbe est prononcé avec plus de 1,20 m d'épaisseur désaturée.

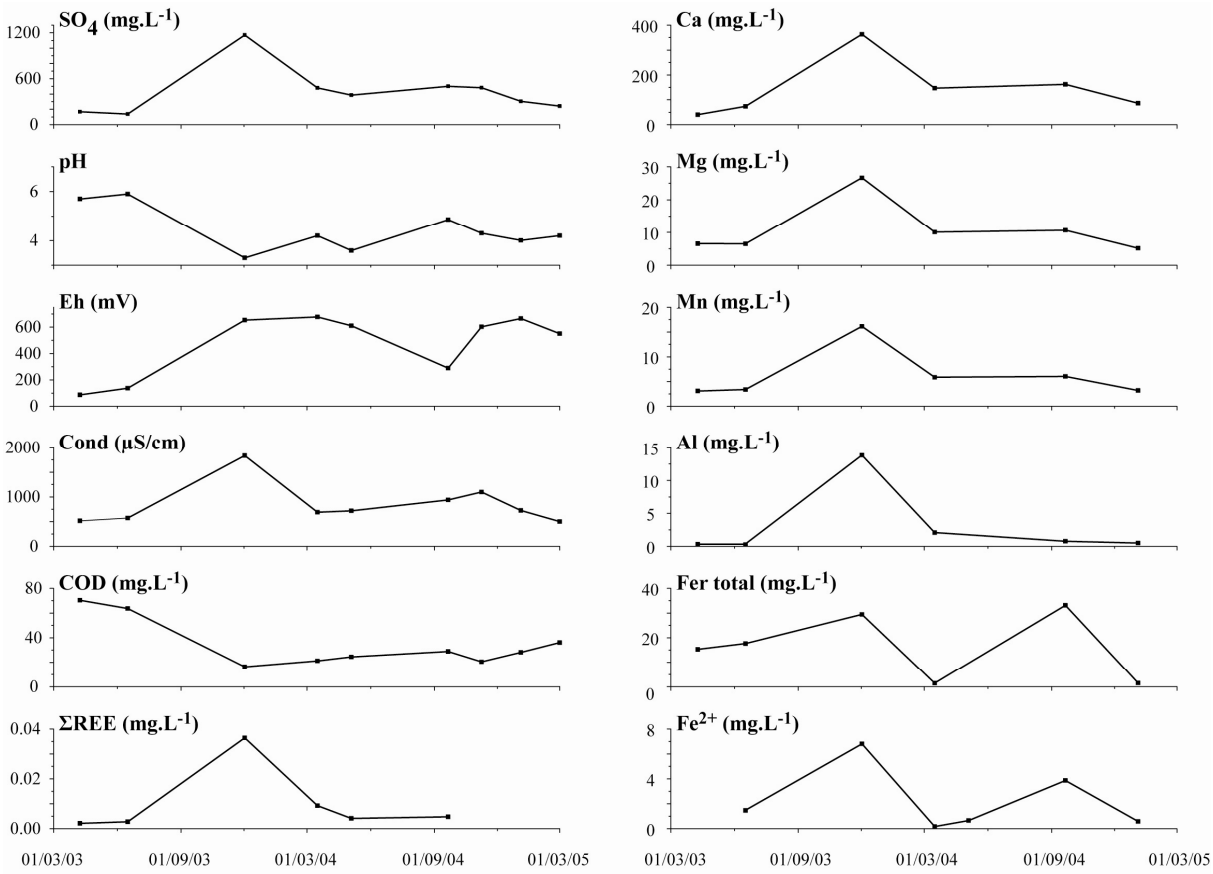


Figure III - 36 : Evolution des caractéristiques chimiques du piézomètre G_2

L'intensité du processus de production des sulfates est telle que les conditions chimiques du milieu sont fortement modifiées. En G_2, le 02/12/03 (Figure III - 36), on observe une évolution des concentrations en éléments dissous et des paramètres physico-chimiques concomitants au pic de SO_4 :

- une chute de pH à 3.3 ;
- une augmentation du Eh à 433 mV ;
- une forte conductivité à 1835 µS/cm ;
- un pic de concentration pour Ca, Mg, Fe, Mn, Al ;
- un pic de concentration en terres rares ;
- une chute de la concentration en COD.

Le piézomètre S_3 (Figure III - 37) a des caractéristiques similaires à G_2 mais ces modifications ont lieu au moment de la recharge de septembre 2004 :

- une chute de pH à 4.3
- une augmentation de la conductivité à 938 µS/cm
- un pic de concentration pour Ca, Mg, Fe, Mn, Al

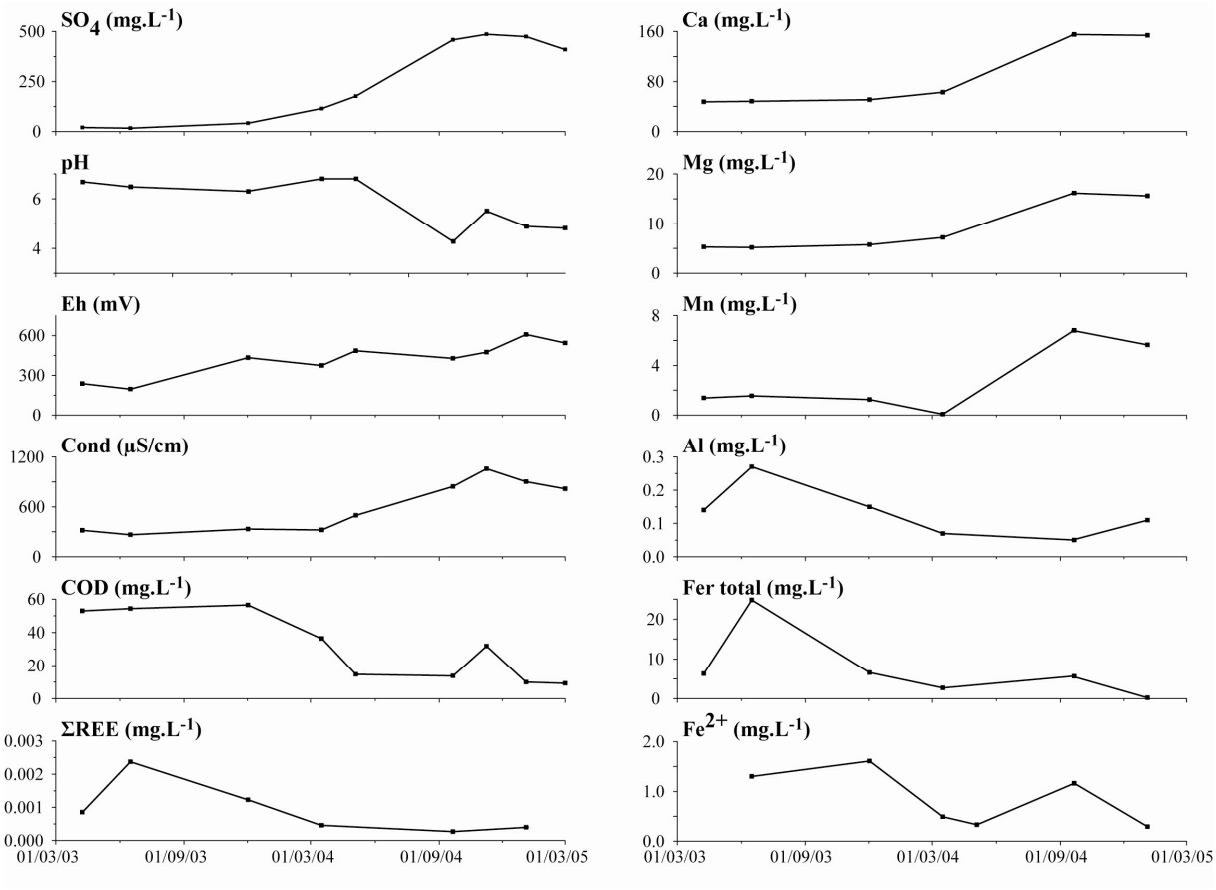


Figure III - 37 : Evolution des caractéristiques chimiques du piézomètre S_3

Le potentiel redox, fortement augmenté (433 mV) est caractéristique d'un milieu très oxydant et le pH est très acide pour un milieu naturel. Les concentrations en Ca, Mg, Al, Fe et Fe^{2+} ont fortement augmenté. Plusieurs processus peuvent expliquer ces résultats :

(1) L'oxydation des sulfures libère conjointement du Fe(II) et des H^+ dans le milieu, comme le montre l'équation [III - 21] d'oxydation de la pyrite.

$$FeS_2 + \frac{7}{2}O_2 + H_2O \leftrightharpoons Fe^{2+} + 2\,SO_4^{2-} + 2\,H^+ \qquad \textbf{[III - 21]}$$

L'oxydation de la pyrite [Massmann et al., 2004] se fait en deux étapes, tout d'abord l'oxydation de la pyrite proprement dite qui libère des ions Fe^{2+} [III - 21] puis l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} [III - 22].

$$Fe^{2+} + \frac{1}{4}O_2 + H^+ \leftrightharpoons Fe^{3+} + \frac{1}{2}H_2O \qquad \textbf{[III - 22]}$$

Les conditions oxydantes et le pH du milieu sont incompatibles avec le maintien en solution de Fe^{2+} et Fe^{3+} qui précipite ou se complexe aux colloïdes organiques [Steinmann and Shotyk, 1995; Couture et al., 1998].

(2) Le milieu très acide induit la solubilisation des carbonates ou des argiles (Figure III - 38) et par conséquent la libération de cations comme Ca [III - 23], Mg, Mn et Al.

$$CaCO_3 + H^+ \leftrightharpoons Ca^{2+} + HCO_3^- \qquad \textbf{[III - 23]}$$

(3) Le milieu très acide induit la désorption des cations liés aux sites de surface de la tourbe à la faveur des protons H^+ [Bayley et al., 1986; Lazerte, 1993; McNevin and Barford, 2001; Tipping et al., 2003].

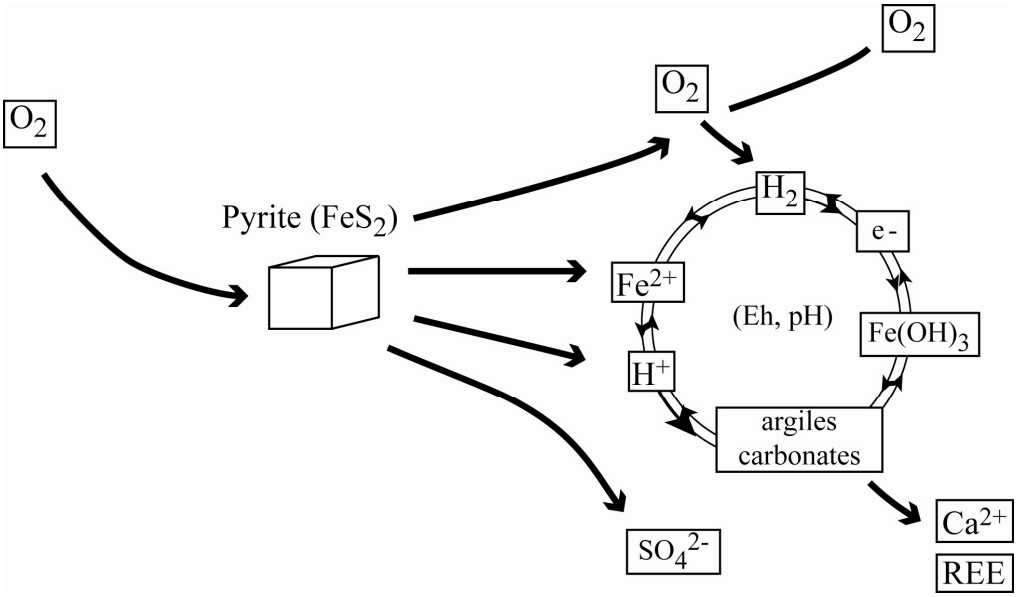


Figure III - 38 : Schéma illustrant les réactions chimiques d'oxydation de la pyrite [d'après Kamei and Ohmoto, 2000]

En période estivale, les sols chauds et secs favorisent l'activité bactérienne et la dégradation de la matière organique et la température augmente la solubilité du COD [Scott et al., 1998; Tipping et al., 1999; Adamson et al., 2001; Clark et al., 2005]. Les concentrations en COD devraient donc s'accroître or en G_2 la teneur en COD chute de 63.7 à 16.3 $mg.L^{-1}$. Dans la tourbière de Great Dun Fell, Nord des Pennines (Angleterre), Scott et al. [1998] ont mesuré entre novembre 1992 et décembre 1996 l'évolution de la concentration en COD. Ils ont décrit une évolution saisonnière avec des concentrations importantes en été (≥ 20 $mg.L^{-1}$) et plus faibles en hiver (< 5 $mg.L^{-1}$). Ces observations coïncidaient avec un accroissement du taux de dégradation de la matière organique pendant l'été due à une plus forte activité bactérienne. Cependant, les plus faibles concentrations de COD ont été mesurées à la fin de l'été pendant la sécheresse de 1995, quand les températures étaient les plus élevées. En fait, la sécheresse de 1995 avait restreint la production de matière organique [Scott et al., 1998]. Dans une tourbière du Nord des Pennines (Angleterre), entre 1993 et 2003, Clark et al. [2005] ont obtenu la même variabilité saisonnière du COD et en 1995 une diminution du COD

concomitant avec un pic de SO_4 et une chute du pH. Les conditions du milieu, pH acide et force ionique (conductivité) élevée, influencent la solubilité du COD. Quand l'acidité et/ou la force ionique du milieu augmentent la solubilité du COD diminue ce qui explique la chute de la concentration en COD. Les oxydes et hydroxydes de fer ont également une forte affinité pour la matière organique. Les faibles concentrations en fer total du 02/12/03 sont significatives d'une précipitation des oxydes de fer. La matière organique a donc pu s'adsorber à leur surface ce qui expliquerait la diminution du carbone organique dissous dans la solution.

L'analyse de la tourbe solide a montré que les teneurs en soufre total étaient élevées. Les sulfates peuvent provenir d'une oxydation des composés soufrés réduits organiques ou inorganiques mais il est souvent difficile de faire la part entre les deux. [Devito and Hill, 1999; Eimers et al., 2003]. La distribution du soufre dans la tourbe montre que la fraction organique est largement dominante, la forme prépondérante est le S combiné au carbone qui apparaît beaucoup plus stable que les autres composés soufrés [Urban et al., 1989; Novak and Wieder, 1992; Mandernack et al., 2000; Chapman, 2001; Eimers et al., 2003]. Bien qu'elle ne constitue pas un réservoir important, les auteurs s'accordent sur le fait que la phase inorganique est impliquée dans un cycle dynamique rapide de recyclage du soufre [Urban et al., 1989]. La quantité de soufre passant par ce pôle inorganique peut être 3.5 à 4 fois plus élevée que celle passant par le pôle organique [Wieder and Lang, 1988]. Novak et Wieder [1992] ont également mis en évidence que les SO_4 d'une tourbière à *Sphagnum* ont un taux de renouvellement bien plus rapide que celui des autres phases organiques. La modification du spectre des Terres Rares (Figure III - 32) indique une dissolution importante d'une phase solide. Le spectre ne correspond pas à celui de la tourbe solide (Figure III - 29) ce qui laisse penser que la phase dissoute est d'origine minérale. Les concentrations observées en SO_4 (plus de 1200 $mg.L^{-1}$), la rapidité du système à les produire et la modification du spectre des Terres Rares suggèrent que la dissolution d'une phase inorganique mais cela n'exclut en aucun cas une composante organique.

La perméabilité de la tourbe semble jouer un rôle sur la dynamique du processus de production des SO_4. Les concentrations augmentent et diminuent rapidement en G_2 et les concentrations atteintes sont extrêmes. En S_3, l'augmentation des concentrations en SO_4 est progressive, les concentrations mesurées sont très élevées mais restent inférieures à celles mesurées en G_2. La perméabilité mesurée en G_2 est de $1\ 10^{-5}$ m/s et de $1.3\ 10^{-8}$ m/s en S_3. Comme on a pu le décrire sur le site G pour la dynamique des NO_3, la perméabilité peut influencer la cinétique des réactions et expliquer cette différence entre les deux piézomètres.

SYNTHESE ET CONCLUSION

Cette approche a permis de caractériser la chimie des eaux de la tourbière (origine des eaux, distribution spatio-temporelle des espèces chimiques, processus redox mis en jeu).

La tourbière est principalement alimentée par les précipitations. Cependant, il apparaît que les eaux sont fortement minéralisées avec un faciès carbonaté calcique. Cette tourbière minérotrophe aurait été alimentée par des flux souterrains venant de l'aquifère sous-jacent dans une période antérieure à sa mise en exploitation.

La nappe de la tourbe se décrit en deux horizons bien distincts directement dépendant des caractéristiques hydrologiques de la tourbe :

- un horizon supérieur : l'acrotelm. Il est situé dans la zone de battement de la nappe où l'alternance des conditions oxydantes/réductrices favorisent les processus d'oxydation/ réduction de N et S et la minéralisation de la matière organique.
- un horizon profond : le catotelm. Les faibles perméabilités de ce niveau favorisent des circulations lentes associées à une saturation permanente du milieu, les conditions sont plus réductrices.

Les caractéristiques hydrologiques des sites sont prépondérantes. Elles influencent directement la variabilité spatio-temporelle des conditions redox du milieu et donc les réactions biogéochimiques mises en jeu dans la tourbière. La figure III - 39 récapitule les processus biogéochimiques au sein de la tourbière en fonction des périodes, Hautes eaux et Basses eaux, et des sites, Site S et Site G.

En basses eaux, sur les deux sites, les conditions modérément réductrices sont dues à une circulation lente des eaux souterraines. Ces conditions permettent une réduction des nitrates par dénitrification en basses eaux alors que généralement ce processus est produit en hautes eaux pendant les périodes d'inondations des zones humides. La dénitrification en basses eaux est cependant moins efficace car les nitrates bien que peu concentrés restent présents dans le milieu.

En hautes eaux, les conditions hydrologiques différencient les sites S et G et influencent directement les processus biogéochimiques. Sur le site G, la déconnection hydraulique entre la rivière et la nappe de la tourbe permet un maintien des conditions réductrices dans la nappe profonde : l'acrotelm où les concentrations en NO_3^- restent faibles. Cependant dans le catotelm, les NO_3^- varient saisonnièrement en fonction de la dynamique de la surface libre. Sur le site S, la rivière est connectée à la nappe de la tourbe et l'alimente. Bien que le flux entrant soit négligeable en terme de débit, il ne permet pas la mise en place de conditions réductrices et empêche une dénitrification en profondeur. Les concentrations en NO_3^- fluctuent dans les deux horizons, acrotelm et catotelm.

La variabilité de la surface libre influence le temps d'aération et de séchage de la tourbe ce qui induit des pics de sulfates et une modification importante des conditions chimiques du milieu (chute du pH, chute du COD, pic de concentrations en cations dissous). Sur les deux sites, les pics de SO_4 sont produits dans des zones où l'abaissement de la surface libre est maximum : à proximité de la rivière sur le site G et à proximité de la station de pompage sur le site S.

Les caractéristiques hydrauliques de la tourbe influencent également la dynamique des processus redox. En effet, la dynamique des nitrates sur le site G a montré que les réactions étaient plus rapides en G_2 où la conductivité hydraulique est élevée.

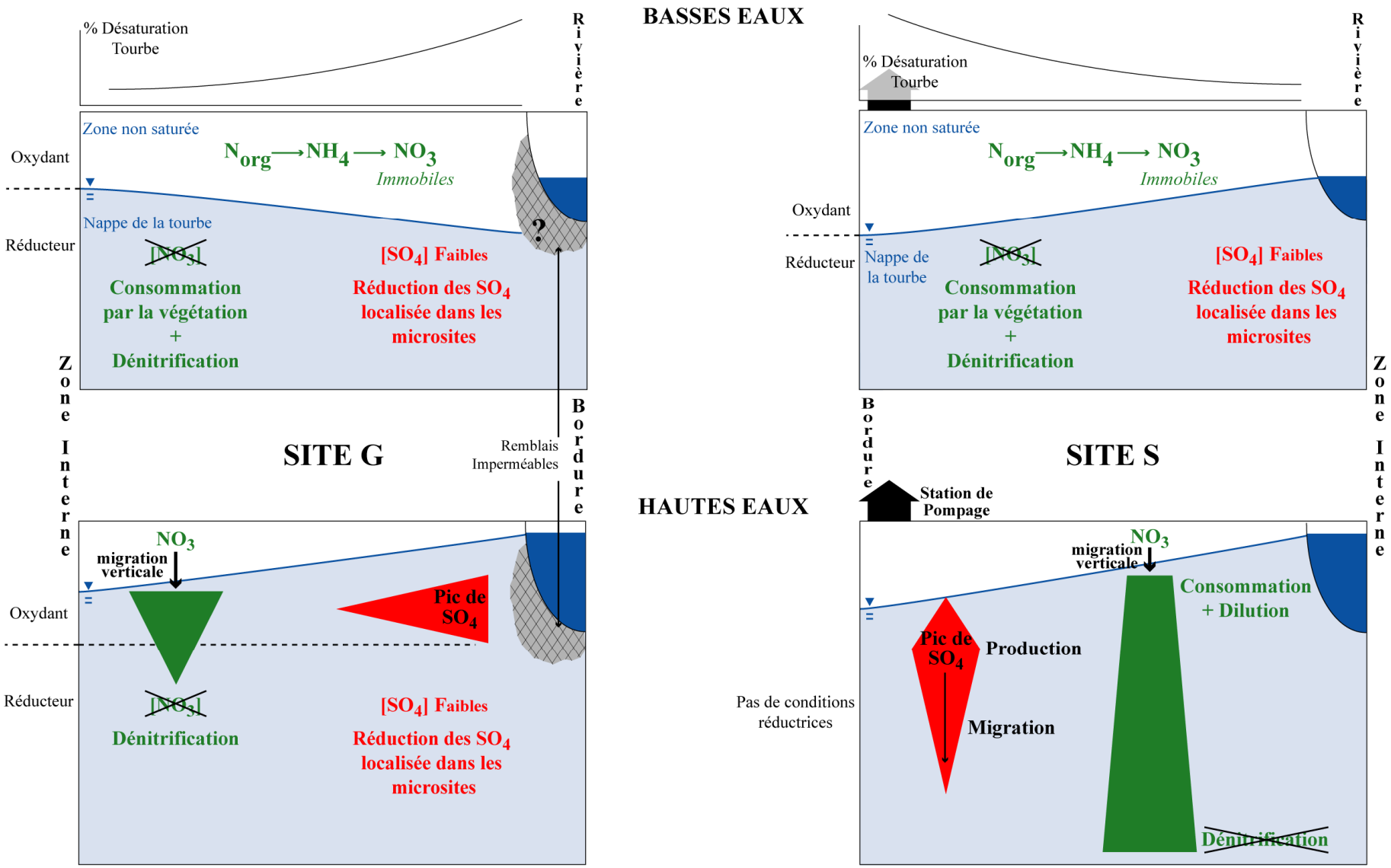


Figure III - 39 : Figure synthétique illustrant les processus biogéochimiques mis en jeu en fonction de l'état de la nappe (Hautes eaux - Basses eaux) et du site S et G

PARTIE IV

MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE MODFLOW

PARTIE IV

MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART

Les modèles numériques 3D sont largement utilisés en hydrogéologie (e.g. [Oreskes et al., 1994; Bradley, 1996; Barone, 2000]). Ils permettent de comprendre et de caractériser les écoulements souterrains, les transports de solutés, ou encore les bilans hydrologiques des systèmes souterrains (e.g. [Su et al., 2000; Bradley, 2002; McKenzie et al., 2002; Meriano and Eyles, 2003; Triganon et al., 2003; Weng et al., 2003; Zhang and Mitsch, 2005]). Souvent utilisés comme outil de prédiction de l'évolution d'un système, ils sont également utiles pour identifier les paramètres prédominants d'un hydrosystème et améliorer la caractérisation du fonctionnement du système, de sa sensibilité ou de sa vulnérabilité.

Modflow a été développé par l'U.S. Geological Survey. Ce code a été rendu public en 1984. Il est devenu un standard dans la modélisation des écoulements souterrains [Anderson and Woessner, 1991; Fetter, 1994]. Il a été appliqué à de nombreux systèmes hydrogéologiques : des aquifères poreux, des aquifères karstiques, des nappes alluviales, ou des aquifères complexes multicouches ; dans le cadre de problématiques variées : les échanges nappe – rivière, l'influence du climat sur les hydrosystèmes, les problèmes de transferts de polluants et de contamination des aquifères ou encore l'impact de pompage sur les écoulements souterrains (e.g. [Takahashi and Peralta, 1995; San Juan and Kolm, 1996; Brown et al., 1998; Loague et al., 1998; Dufresne and Drake, 1999; Weng et al., 1999; Prommer et al., 2003; Triganon et al., 2003; Rai et al., 2005; Peters et al., 2006; Scibek and Allen, 2006]). Sa robustesse a ainsi été éprouvée avec succès pour une grande variété d'études.

Ce code est constitué d'un programme principal avec des sub-routines ou modules indépendants [McDonald and Harbaugh, 1988]. Les modules (*Well package*, *River package*, etc.) simulent des aspects hydrologiques spécifiques. Cette structure modulaire permet l'utilisation des fonctions hydrologiques indépendamment les unes des autres. Elle a facilité le développement de nouveaux modules sans modifier le code lui-même puisque les modules utilisent généralement les données de sorties du code. De nombreux utilisateurs ont contribué

à l'ajout de modules spécifiques, augmentant ainsi les possibilités et les capacités de *Modflow*. Restrepo et al. [1998] ont ainsi développé un module spécifique aux zones humides ayant la capacité de gérer les écoulements du surface à travers une végétation et à travers un réseau de drainage.

1. Modflow

Le code *Modflow* est un modèle numérique à trois dimensions. Il décrit les écoulements souterrains en milieu poreux anisotrope et hétérogène, en conditions de flux stationnaires ou transitoires, pour des aquifères libres, captifs ou mixtes selon l'équation de diffusivité [IV - 1] [McDonald and Harbaugh, 1988] :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)-W=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \qquad \textbf{[IV - 1]}$$

x, y et z sont les coordonnées cartésiennes alignées le long des axes principaux de la conductivité hydraulique K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} variables dans l'espace $K_{xx}=K_{xx}(x,y,z)$, $K_{yy}=K_{yy}(x,y,z)$, $K_{zz}=K_{zz}(x,y,z)$;
h est la charge hydraulique et dépend des variables spatiales et temporelles $h = h(x,y,z,t)$;
W est le flux (débit) par unité de volume prélevé (ou apporté) dans le milieu poreux, W dépend des variables spatiales et temporelles $W = W(x,y,z,t)$;
Ss est le coefficient d'emmagasinement spécifique (*Specific Storage*), il dépend généralement des variables spatiales $S_s = S_s(x,y,z)$;
t est le temps.

Les conditions-limites du modèle (flux imposé, charge imposée) et les conditions initiales constituent une représentation mathématique du système de flux souterrains [McDonald and Harbaugh, 1988]. Une solution analytique *h(x,y,z,t)* satisfaisant l'équation de diffusivité, les conditions-limites et les conditions initiales est rarement possible compte tenu de la complexité des hydrosystèmes [De Marsily, 1994]. Les méthodes numériques sont alors utilisées pour obtenir une solution numérique approximée. Le code *Modflow* résout l'équation de diffusivité en utilisant l'approximation des différences finies.

Pour ce faire, le modèle est discrétisé (§ 2) dans un système cartésien selon un maillage rectangulaire aux nœuds duquel l'équation est résolue. Basée sur le principe de continuité des flux où les flux entrants et sortants de la cellule doivent être égaux à la variation de stockage de la cellule, la solution de l'équation de diffusivité doit satisfaire les conditions aux limites du modèle (§ 3) et les conditions initiales (§ 4).

2. Discrétisation du modèle

Le modèle est replacé dans un environnement fini à trois dimensions et discrétisé dans le temps et dans l'espace. Le maillage est rectangulaire dans le plan horizontal (Figure IV - 1).

Dans le plan vertical, le modèle est discrétisé en niveaux correspondant généralement aux différentes couches aquifères. Les nœuds de la grille sont centrés sur les cellules dans lesquelles les propriétés du milieu sont considérées homogènes. L'équation de diffusivité est résolue aux nœuds de la grille par itérations successives jusqu'à ce que les changements de charge hydraulique convergent.

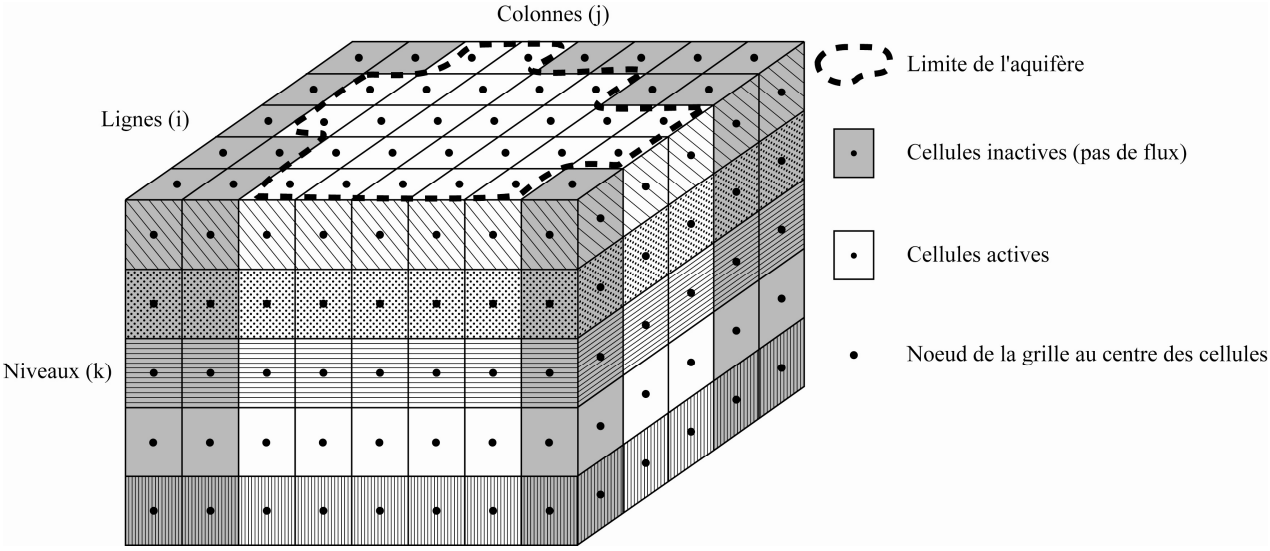


Figure IV - 1 : Exemple de discrétisation d'un aquifère selon une maillage rectangulaire [McDonald and Harbaugh, 1988].

3. Les conditions aux limites

Les limites du modèle peuvent être physiques ou hydrauliques [Barone, 2000]. Les limites physiques sont facilement identifiables. Elles correspondent à de grands ensembles d'eau de surface comme une mer ou un lac ; il peut s'agir également de structures imperméables comme une faille, un substratum imperméable affleurant ou un corps argileux. Les limites hydrauliques peuvent être invisibles. Elles correspondent souvent à des lignes de partage des eaux ou des lignes de flux.

Modflow dispose de plusieurs modules permettant de définir différentes conditions-limites [McDonald and Harbaugh, 1988] :

Constant Head Boundary. La limite à charge imposée permet de fixer la valeur de la charge dans les cellules sélectionnées. Elle agit comme une source infinie d'eau entrant ou sortant du système. Cette condition-limite de charge imposée peut avoir une influence significative sur le résultat des simulations et peut conduire à des prédictions non réalistes, particulièrement quand elles sont utilisées à proximité des zones d'intérêts.

River Boundary. La fonction « *River* » simule l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface (rivières, lacs, marais, etc.) par l'intermédiaire d'un niveau

d'infiltration séparant la rivière du système souterrain (Figure IV - 2) [McDonald and Harbaugh, 1988]. Le code *Modflow* calcule la conductance C_{riv} ($m^2.s^{-1}$) de la rivière c'est-à-dire la capacité du niveau d'infiltration à transmettre les écoulements entre la rivière et la nappe [IV - 2]. Le débit transitant à travers ce niveau d'infiltration dépend de sa conductance et de la différence de charge hydraulique entre le niveau de la rivière et la nappe ([IV - 3], Figure IV - 2). *Modflow* pose l'hypothèse que l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface est indépendante de la localisation de la rivière dans la cellule.

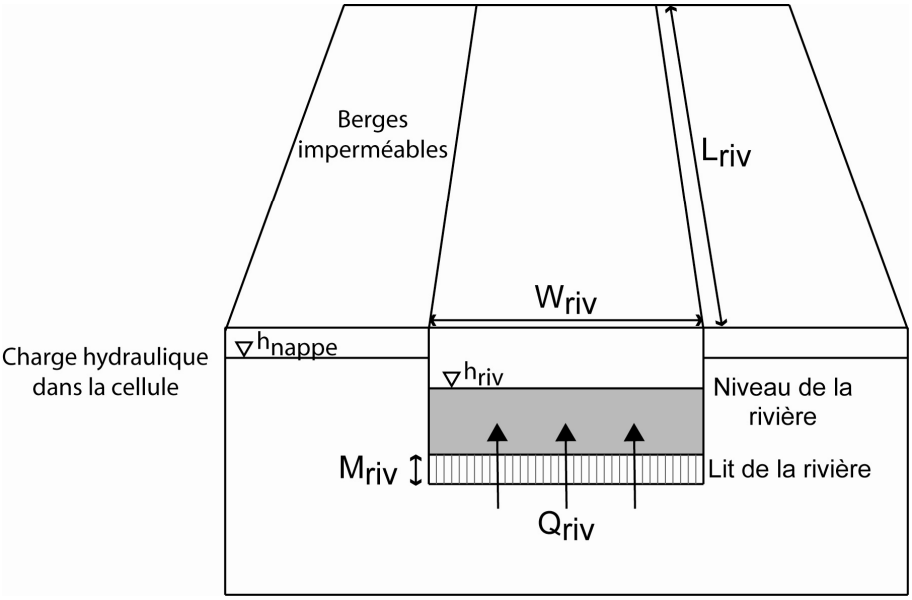


Figure IV - 2 : Schéma de la condition-limite « Rivière » de *Modflow* [McDonald and Harbaugh, 1988].

$$C_{riv} = \frac{K_{riv} \times L_{riv} \times W_{riv}}{M_{riv}} \qquad \text{[IV - 2]}$$

C_{riv} est la conductance de la rivière en $m^2.s^{-1}$.
K_{riv} est la perméabilité des sédiments du lit de la rivière en $m.s^{-1}$.
L_{riv} est la longueur de la section du cours d'eau dans la cellule en m.
W_{riv} est la largeur du cours d'eau.
M_{riv} est l'épaisseur du lit de la rivière en m.

$$Q_{riv} = C_{riv} \times (h_{nappe} - h_{riv}) \qquad \textbf{[IV - 3]}$$

Q_{riv} est le flux passant à travers le niveau d'infiltration en $m^3.s^{-1}$.
h_{nappe} est le niveau de la nappe.
h_{riv} est le niveau d'eau dans la rivière.

Stream Boundary. La fonction « *Stream* » décrit les interactions entre eaux souterraines et eaux de surface par l'intermédiaire d'un niveau d'infiltration. Par contre, à la différence de la fonction « *River* » qui est un corps d'eau statique, la fonction « *Stream* » ajoute la fonction d'écoulement et de continuité des flux dans le cours d'eau [Prudic, 1989].

General Head Boundary. Cette fonction permet de simuler l'influence de flux entrant ou sortant d'une source externe à la zone modélisée (Figure IV - 3). Les flux échangés sont proportionnels à la différence entre la charge dans la cellule et la charge de la source externe au modèle. La conductance (C_{GHB}) dépend de la perméabilité (K_{ext}) supposée homogène des sédiments séparant le modèle de la source externe, de la surface ($L.W$) de la face de la cellule à travers laquelle les flux sont échangés et de la distance (D) séparant la source du modèle [IV - 4]. L'application courante de cette condition-limite concerne des modèles influencés lorsque la charge d'un corps d'eau (lac, étang, marais) influence la zone modélisée mais en est très éloignée. Cela permet de réduire la taille du modèle et de le focaliser sur la zone d'intérêt sans négliger l'influence de ce corps d'eau.

$$C_{GHB} = K_{ext} \frac{L.W}{D} \qquad \textbf{[IV - 4]}$$

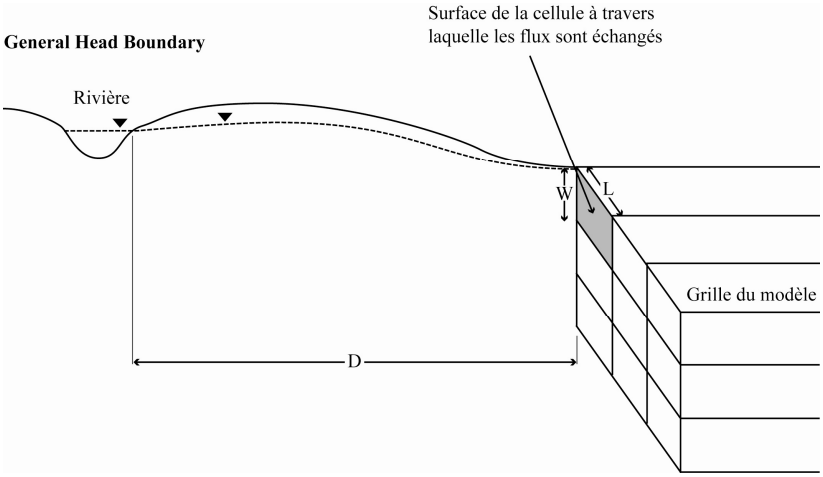


Figure IV - 3 : Schéma de la condition-limite « General Head Boundary » de Modflow [McDonald and Harbaugh, 1988].

Drain Boundary. Cette fonction permet de modéliser des drains agricoles qui canalisent l'eau et drainent l'aquifère de surface en fonction de la différence de charge entre les deux systèmes. Ce module suppose que le drain n'a pas d'influence sur l'aquifère quand la charge de celui-ci descend au-dessous de celle fixée dans le drain.

Wall Boundary. Ce module a été développé pour simuler une couche fine, verticale et peu perméable qui limiterait les flux horizontaux d'écoulements souterrains. Il évite de réduire en un nombre excessif de cellules la zone comportant cette limite et ainsi d'améliorer l'efficacité du modèle.

Recharge Boundary. La recharge est le résultat des précipitations percolant à travers la zone non saturée. Ce paramètre est l'un des plus difficiles à estimer. Il dépend des précipitations, de l'évapotranspiration, de l'humidité du sol, de la capacité de stockage du sol, de l'épaisseur de la zone non saturée, du type de sol, de la pente, de la durée et de l'intensité des pluies. Il a cependant un rôle majeur sur les résultats du modèle. Le module *Recharge Boundary* permet de simuler la recharge distribuée superficiellement sur le modèle et peut également être utilisé pour une autre source comme une recharge artificielle (irrigation) ou naturelle mais ne provenant pas des précipitations (infiltration d'une mare).

Evapotranspiration. Ce module simule l'évaporation directe et la transpiration des plantes.

4. Conditions initiales

Pour faire tourner le modèle, *Modflow* requière des conditions initiales de charge hydraulique. La définition des charges initiales n'a pas le même sens si l'on se trouve en conditions stationnaires ou en régime transitoire (§ 5). Pour une solution en état stationnaire, une bonne approximation des charges hydrauliques initiales pourra réduire significativement le temps de calcul du modèle. Pour une solution en transitoire, les charges hydrauliques initiales fournissent l'état initial du système. L'incertitude sur les conditions initiales peut conduire à une impossibilité de calibrer le modèle dans les premiers pas de temps de la simulation et peut empêcher la convergence de la solution du modèle ou encore conduire à un assèchement inutile des cellules.

5. Modèle transitoire et stationnaire

Modflow permet de simuler les écoulements souterrains dans des conditions stationnaires ou transitoires.

Le régime permanent représente une tranche de temps où les caractéristiques du modèle sont stationnaires. Lorsque l'on fait tourner le modèle, ce n'est pas pour une période donnée mais pour des conditions données. Le modèle calcul un état d'équilibre du système. Ce mode est généralement utilisé pour la phase de calibration pour obtenir un jeu de paramètres optimisés.

Le régime transitoire utilise, généralement, les paramètres optimisés pour simuler des situations évoluant au cours du temps. On peut affiner le modèle mais en régime transitoire on définit généralement les paramètres temporels du système comme les coefficients de stockage des aquifères.

6. Les limites de Modflow

Les limites du code *Modflow* ont pour origine la représentation simplifiée de la réalité [Oreskes et al., 1994]. Les écarts entre l'observé et le simulé sont directement liés à la précision et à l'exactitude des données d'entrée, des approximations faites et des hypothèses implicites de *Modflow* :

- *Modflow* est un modèle d'écoulement souterrain dans un milieu poreux saturé. Dans le cas de nappe libre, la recharge atteint directement la nappe sans tenir compte des conditions d'infiltration et des profils de réhumectation [Bradley, 1996].

- La recharge est distribuée uniformément sur le modèle ce qui ne correspond pas à une recharge de la nappe sous forme d'évènements pluvieux.

- Dans *Modflow*, les caractéristiques de chaque cellule (porosité, perméabilité, etc.) sont considérées homogènes. Les propriétés hydrauliques à l'échelle de la cellule sont souvent approximées par des valeurs moyennes.

- La discrétisation du modèle peut jouer un rôle sur les données de sorties. Le rabattement d'un pompage calculé dans le modèle dépend de la taille des cellules. Le débit prélevé concerne toute la surface de la cellule. Pour un volume donné, le rabattement sera moindre dans des cellules de grandes tailles que dans des cellules plus petites.

Les incertitudes sur les données d'entrée cumulées aux hypothèses et approximations du code *Modflow* impliquent que l'incertitude sur les données de sorties du modèle peuvent être significatives.

7. Modélisation en contexte de zones humides

La particularité des zones humides est la présence d'une nappe libre. Cette nappe située périodiquement au-dessus et en dessous de la surface du sol peut créer une zone non saturée. La difficulté de la modélisation des zones humides est liée au fait que le matériau n'est pas homogène [Bradley, 2002]. Les dépôts organiques et les dépôts alluviaux sont mélangés et leur organisation évolue au cours du temps. De plus, la tourbe a la particularité d'avoir des caractéristiques hydrauliques variables dans le temps et dans l'espace [Bradley, 1996]. En effet, la conductivité hydraulique de la tourbe varie avec la profondeur et la hauteur de la surface libre à cause des propriétés élastiques et de compressibilité du matériau tourbeux [Boelter, 1965; Dasberg and Neuman, 1977; Ingram, 1983; Baird and Gaffney, 1994; Armstrong, 1995; Devito et al., 1996; Price and Schlotzhauer, 1999; Schlotzhauer and Price, 1999; Clymo, 2004; Rizzuti et al., 2004; Van der Schaaf, 2004].

Plusieurs modèles hydrologiques ont déjà été développés et utilisés dans des contextes de zones humides. *Hydrus 2D* est un modèle 2D d'écoulements saturés – non saturés [Joris and Feyen, 2003]. Appliqué à un transect de zone humide riveraine de la Dijle (Belgique), il a montré son efficacité à reproduire la dynamique des eaux souterraines. *Marthe*, développé par le BRGM, modélise les écoulements saturés – non saturés à 3D [Weng et al., 2003]. Il a permis de quantifier les interactions hydrologiques entre la zone humide des marais de Rochefort (France) et l'aquifère sous-jacent, et de caractériser les flux échangés entre les deux. *Wetlands* décrit les écoulements souterrains dans des conditions de saturation du sol et d'évapotranspiration variable et simule efficacement la variabilité de la surface libre et l'évolution du niveau d'eau dans le marais [Mansell et al., 2000]. Le modèle *Slurp*, généralement appliqué à l'hydrologie des bassins de larges rivières, a été adapté à l'hydrologie de prairies humides. A partir du bilan hydrologique, ce modèle simule la variabilité de la surface libre [Su et al., 2000].

Ces différents modèles aux approches variées représentent efficacement la dynamique des eaux souterraines dans des contextes de zone humide. Cependant *Modflow* reste le modèle hydrologique le plus utilisé pour représenter le fonctionnement hydrologique des zones humides. *Modflow* a modélisé avec succès le fonctionnement de zones humides côtières, des plaines alluviales et des tourbières à des échelles locales ou régionales [Bradley et al., 1992; Bradley, 1996 ; Reeve et al., 2000; Reeve et al., 2001; Batelaan and Kuntohadi, 2002; McKenzie et al., 2002; Bradford and Acreman, 2003; Grapes et al., 2006; Reeve et al., 2006]. L'ensemble de ces études montrent l'adaptabilité et l'efficacité du code à modéliser des situations hydrogéologiques en contexte de zone humide.

A l'échelle locale de la zone humide, *Modflow* a permis de mesurer la sensibilité et de hiérarchiser les paramètres les plus influents sur les écoulements souterrains ou le fonctionnement hydrologique des zones humides. Ainsi, les paramètres climatiques sont souvent prédominants [Bradley, 2002; Bradford and Acreman, 2003; Reeve et al., 2006]. Cependant, la stratigraphie des couches et principalement leur perméabilité ont un rôle majeur sur la circulation des eaux souterraines [Bradley, 2002; McKenzie et al., 2002; Bradford and Acreman, 2003; Lapen et al., 2005; Reeve et al., 2006]. Les simulations de Reeve et al. [2001] ont montré que la perméabilité du substratum minéral des tourbières du lac glaciaire d'Agassiz, au nord du Minnesota (Etats-Unis) influence les flux verticaux. Les gradients hydrauliques verticaux sont négligeables dans tous les cas où la perméabilité du niveau sous-jacent à la tourbe est plus faible que celle de la tourbe elle-même.

Appliqué à l'échelle régionale, *Modflow* permet de caractériser le fonctionnement hydrologique de zones humides en interaction avec leur environnement et l'importance des flux échangés [Batelaan et al., 2000; Grapes et al., 2006]. Les tourbières du lac glaciaire d'Agassiz sont localisées à proximité d'une zone importante de recharge des eaux souterraines : les moraines d'Itasca. Jusqu'alors les données suggéraient une décharge des moraines vers la zone humide, *Modflow* a permis de montrer que la décharge des eaux souterraines morainiques ne pouvait se faire dans les tourbières car elles étaient interceptées par le réseau de surface (le lac et les rivières) [Reeve et al., 2001]. De même, Bradford et Acreman [2003] en appliquant *Modflow* à un hydrosystème de prairie humide (Côte sud de l'Angleterre) ont montré que l'influence des eaux souterraines sur la zone humide était négligeable. Au contraire, dans d'autres systèmes, *Modflow* a mis en évidence que le fonctionnement des zones humides était directement lié aux écoulements souterrains. Ainsi Batelaan et Kuntohadi [2002] montrèrent une corrélation entre les zones de décharge des eaux souterraines et l'occurrence des zones de marais et de tourbe d'Upper Biebzra (Pologne).

Les zones humides ne doivent plus être considérées comme des systèmes hydrologiques isolés mais comme des systèmes pouvant interagir avec les flux d'eau souterraine à une échelle plus régionale. Cependant, les interactions entre zones humides et aquifères sous-jacents sont encore mal connues, en particulier la sensibilité et la vulnérabilité des zones humides à une variation des écoulements souterrains n'ont été que peu étudiées.

CHAPITRE 2 : CONSTRUCTION ET CALIBRATION DU MODELE

Les objectifs de ce travail de modélisation sont :

- d'une part, conforter le fonctionnement hydrogéologique décrit à l'échelle locale à partir de l'étude hydrologique (partie II) ;

- d'autre part, de quantifier l'éventuelle sensibilité et vulnérabilité de la zone humide.

L'étude hydrogéologique menée entre 2003 et 2005 a permis d'établir un modèle conceptuel sur lequel sera basé le modèle numérique *Modflow*. La construction et la calibration du modèle ont été réalisées avec l'interface graphique *Visual Modflow 4.0* développé par *Waterloo Hydrogeologic* facilitant la saisie des données d'entrée, la définition des conditions aux limites, les simulations du modèle et la visualisation des résultats.

1. Le modèle conceptuel

Le modèle conceptuel a pour objectif de réunir l'ensemble des informations connues sur le système et traduit une représentation simplifiée d'un hydrosystème complexe. Il décrit les paramètres hydrodynamiques qui le caractérisent (conductivité hydraulique des aquifères, épaisseur des couches, etc.) ainsi que les processus et les flux qui le gouvernent (direction des flux, conditions aux limites). Le modèle conceptuel décrit de façon symbolique et réduite la réalité dans des conditions statiques. La modélisation numérique 3D permet d'apporter la composante dynamique.

Les hypothèses simplificatrices faites dans le modèle conceptuel constitueront les hypothèses de base du modèle numérique et gouverneront les résultats qui en découleront. Ces hypothèses ont une importance majeure sur la représentation efficace du système dans le modèle numérique.

Le suivi des sites sur une période de deux ans et l'interprétation des données acquises (partie II) ont permis de mettre en évidence les processus hydrogéologiques majeurs et les caractéristiques hydrodynamiques des sites :

- Trois milieux sont superposés : la nappe superficielle de la tourbe, le niveau argileux et l'aquifère des sables de Sainteny-Marchesieux ;

- La tourbière est une nappe de surface essentiellement alimentée par les eaux météoriques ;

- La nappe de la tourbe dépend fortement des conditions hydrogéologiques de l'aquifère des sables sous-jacents ;

- le bilan hydrologique de la tourbe a montré que la rivière *Holerotte* contribue faiblement à l'alimentation de la tourbe ;

- les deux sites étudiés se distinguent : sur le site S, la rivière est connectée en permanence à la nappe de la tourbe alors que sur le site G, la rivière est principalement déconnectée du système au cours du cycle hydrologique ;

- les mesures et le suivi de terrain ont permis de caractériser les épaisseurs et les perméabilités des différentes couches aquifères dont les valeurs sont réunies dans le tableau IV - 1.

Niveaux aquifères	Epaisseur (m)	Conductivité hydraulique (m.s^{-1})
Tourbe	1 à 6 m	$K_h = 5{,}0\ 10^{-7} – 1{,}1\ 10^{-6}$ $K_v = 1{,}2\ 10^{-8} – 1{,}2\ 10^{-7}$
Argiles	1,5 m – Site G 3,0 m – Site S	$1{,}3\ 10^{-8} – 7{,}0\ 10^{-8}$ $0{,}18\ 10^{-3}$ – Site G
Sables	50 à 80 m	$4{,}3\ 10^{-7}$ – Site S

Tableau IV - 1 : Caractéristiques hydrodynamiques des couches aquifères

2. La zone modélisée

La première tâche a été de délimiter la zone modélisée. La nappe de la tourbe dépend essentiellement des conditions hydrogéologiques de l'aquifère sous-jacent et nécessite donc une modélisation efficace de l'aquifère des sables. Le problème s'est posé quant aux rapports d'échelle entre les différentes zones (Figure IV - 4). Les sites étudiés couvrent une superficie de 0.5 km² environ. La zone tourbeuse s'étend sur 3 km² à peine. L'aquifère des sables de Sainteny-Marchesieux a une superficie de près de 132 km² [Sogreah Praud, 2001]. Si le modèle couvre la totalité de l'aquifère, la zone humide est réduite à peine à une cellule du modèle. Par contre, si le modèle est réduit seulement à la petite section étudiée de la zone humide, se pose le problème des conditions aux limites de l'aquifère et de leur influence sur le modèle.

Le choix de la zone modélisée a été basé sur deux critères :

- la totalité de la zone humide doit être comprise dans le modèle ;

- les limites du modèle doivent être bien connues pour l'aquifère et la zone humide.

La zone modélisée ainsi définie couvre environ 18 km² dans la partie ouest de l'aquifère. Le modèle est délimité à l'est par la rivière *La Sèves*, au sud par la rivière *Holerotte* et à l'est par une ligne brisée joignant les piézomètres d'observations des sables F_{18}, E, B, P_{12} et K. Les forages des deux sites étudiés, le forage exploité F_1 et le forage d'observation G respectivement sur les sites S et G, sont localisés au centre du modèle et donc éloignés des conditions aux limites.

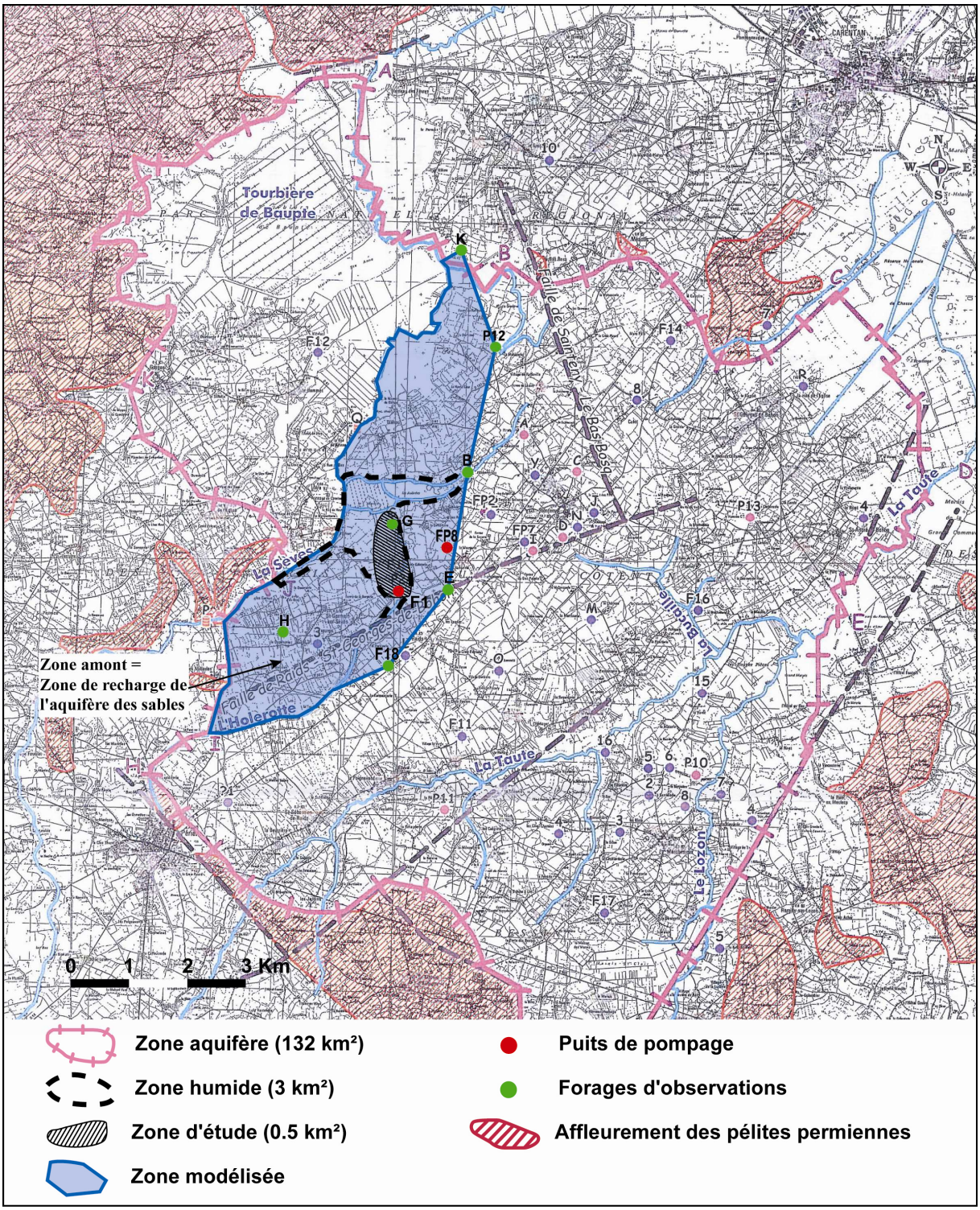


Figure IV - 4 : Carte de la zone modélisée [Sogreah Praud, 2001]

3. Discrétisation spatiale du modèle

Le modèle a été discrétisé selon l'axe vertical z en trois niveaux (Figure IV - 5 et IV - 7) définissant ainsi les trois couches aquifères :

- Le toit du niveau 1, niveau supérieur du modèle, correspond à la topographie et est défini à partir de la carte topographique de Périers au 1/25000 [Périers, 1998].

- L'épaisseur du niveau 1 varie dans le modèle. Elle est fixée à 10 m dans la partie amont, au sud de la zone humide, correspondant à la zone de recharge de l'aquifère (Figure IV - 4). Elle est fixée à 5 m dans la zone humide et en aval correspondant à l'épaisseur moyenne de la couche tourbeuse.

- Le niveau 2 a une épaisseur constante fixée à 3 m conformément à la coupe stratigraphique du forage F_1 (Annexe I).

- Le niveau 3 a une épaisseur variable à l'échelle du modèle. Son niveau de base est défini à partir de la carte des isobathes du substratum permien de l'aquifère (Figure IV - 6).

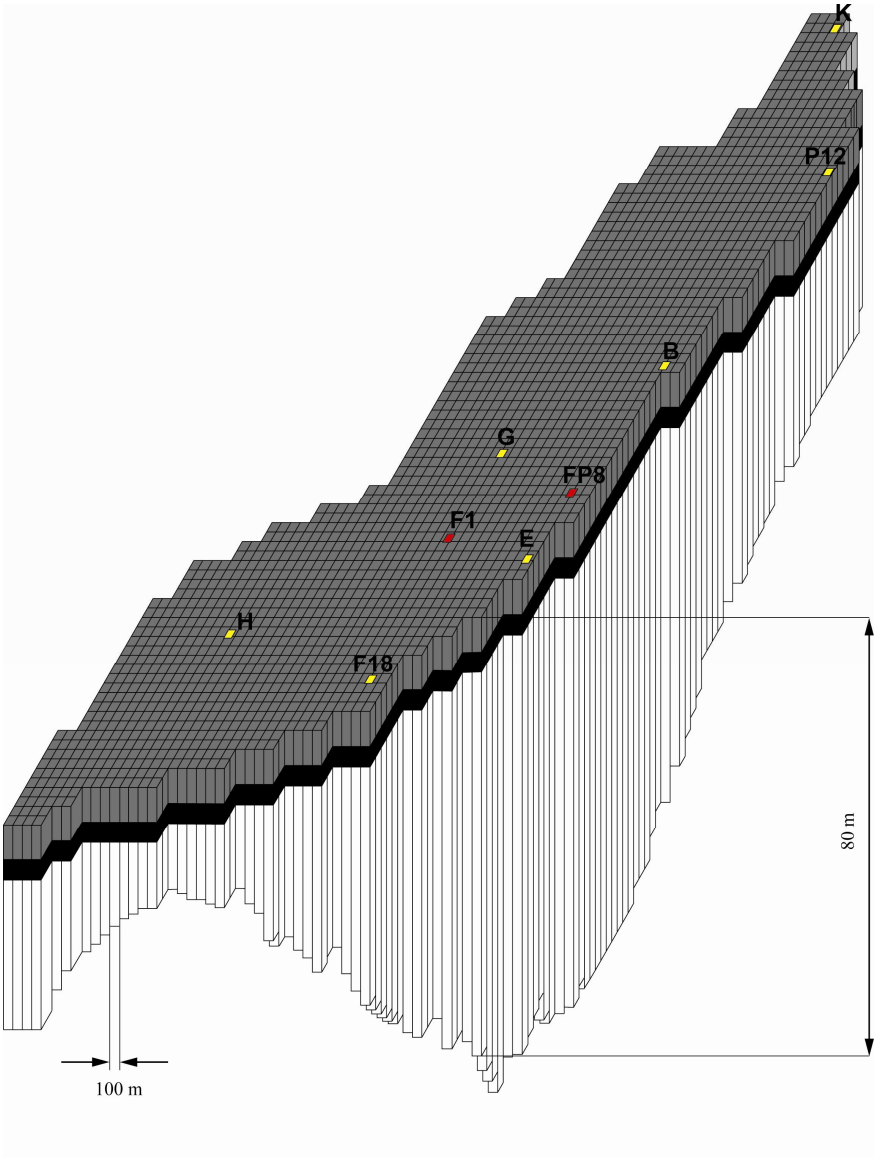


Figure IV - 5 : Discrétisation spatiale 3D avec trois niveaux aquifères. L'échelle verticale (50-80m) est disproportionnée par rapport à l'échelle horizontale (cellules de 100 m de côté).

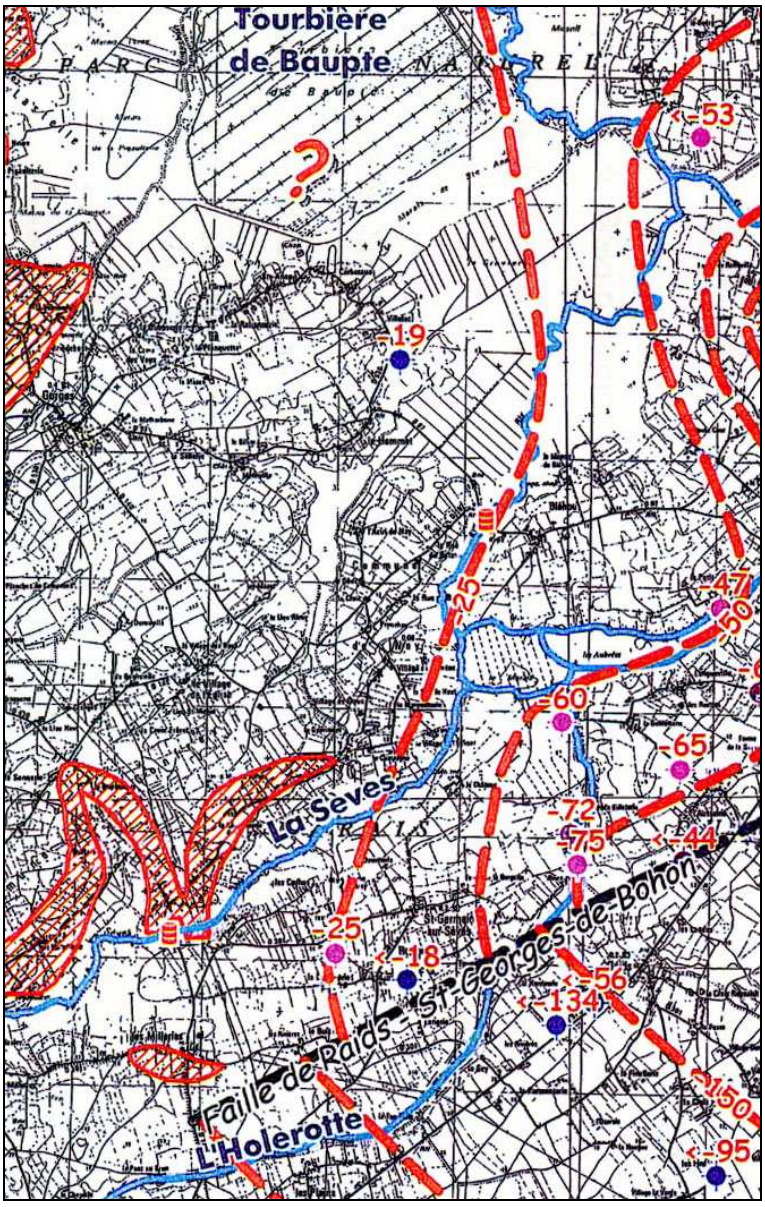


Figure IV - 6 : Carte des isobathes du substratum permien de l'aquifère de Sainteny-Marchesieux

Dans le plan horizontal, le modèle est discrétisé selon un maillage régulier, avec des cellules de 100 X 100 m (Figure IV - 5). Le maillage ainsi défini permet de délimiter les différentes zones aquifères :

- En gris : la tourbe, définie sur le niveau 1 (Figure IV - 7a).
- En noir : la couche confinante des argiles, définie, sur le niveau 1 et 2 (Figure IV - 7b et IV - 7c)
- En blanc : l´aquifère des sables, défini sur les trois niveaux du modèles (Figure IV - 7a, IV - 7b et IV - 7c). Il affleure dans la zone amont (au sud) et devient captif sous les argiles dans sa partie aval au nord.

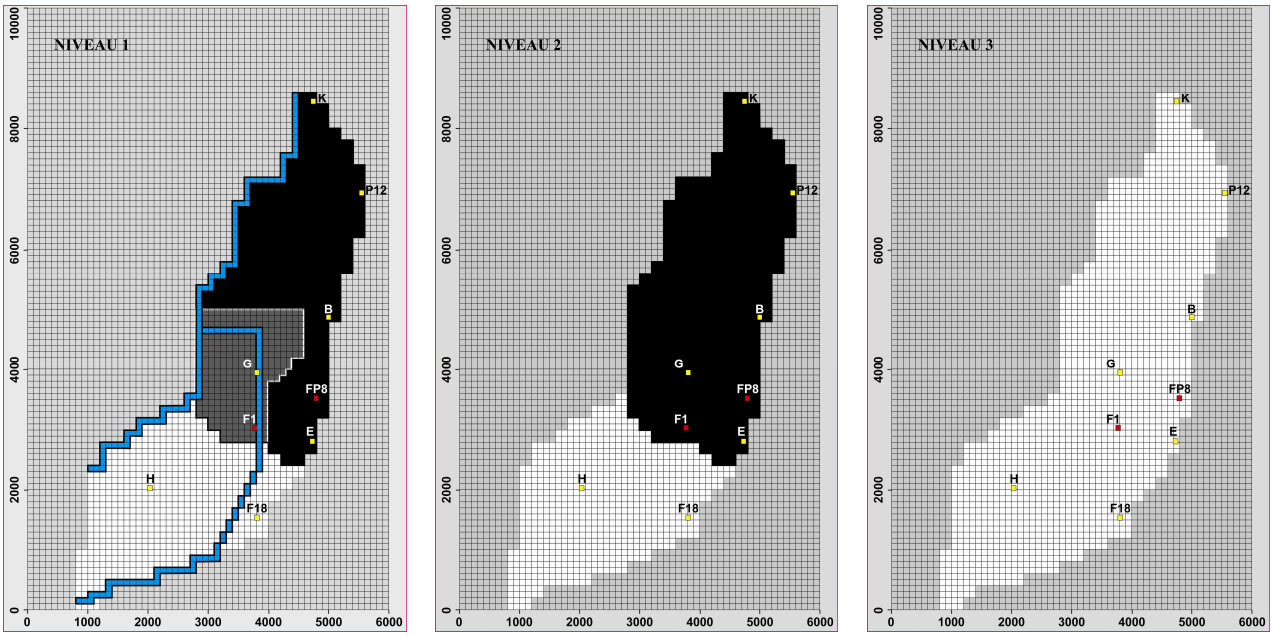


Figure IV - 7 : Le modèle est discrétisé en trois niveaux (a) Niveau 1 supérieur, (b) Niveau 2 intermédiaire, (c) Niveau 3 inférieur, dans lesquels sont définis les trois aquifères : la tourbe (gris), les argiles (noir) et les sables (blanc)

4. Conditions aux limites du modèle

Limite à flux nul. Dans la zone sud-ouest, l'affleurement des pélites permiennes (Figure IV - 4) constitue une barrière imperméable définissant une condition limite de flux nul représentée par des cellules gris-clair inactives dans le modèle (Figure IV - 4 et IV - 7).

Limite à flux imposé. La fonction « *rivière* » de Modflow (*River Boundary Conditions*) est imposée aux bordures ouest et sud correspondant au tracé de *l'Holerotte* et de *La Sèves* (Figure IV - 8).

Limite à charge imposée. Les bordures ouest et sud correspondent à des limites naturelles de flux : une bordure étanche au sud-ouest et des rivières (niveau imposé) à l'ouest. Cependant, la bordure-est ne correspond pas à une limite naturelle hydrogéologique (Figure IV - 8). Il est nécessaire de fixer les conditions de cette limite de telle manière que le fonctionnement global de la partie aquifère non modélisée y soit bien représenté. Cette limite a été définie le long d'une ligne brisée joignant les différents piézomètres d'observations de la DDAF (F_{18}, E, B, P_{12}, et K). Les données piézométriques de ces forages sont disponibles au pas de temps journalier et rendent compte de l'état quotidien de la nappe des sables.

La recharge. Elle est le résultat des précipitations percolant dans le sol pour rejoindre la nappe d'eau souterraine. Le module de recharge (*Recharge Boundary Conditions)* de *Modflow* permet de simuler une recharge distribuée superficiellement sur le modèle. La recharge est calculée comme étant la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration

réelle à partir d'un bilan hydrologique considérant une réserve utile de 100 mm (cf. Partie II) à partir des données quotidiennes de précipitation et d'évapotranspiration potentielle acquises auprès de MétéoFrance.

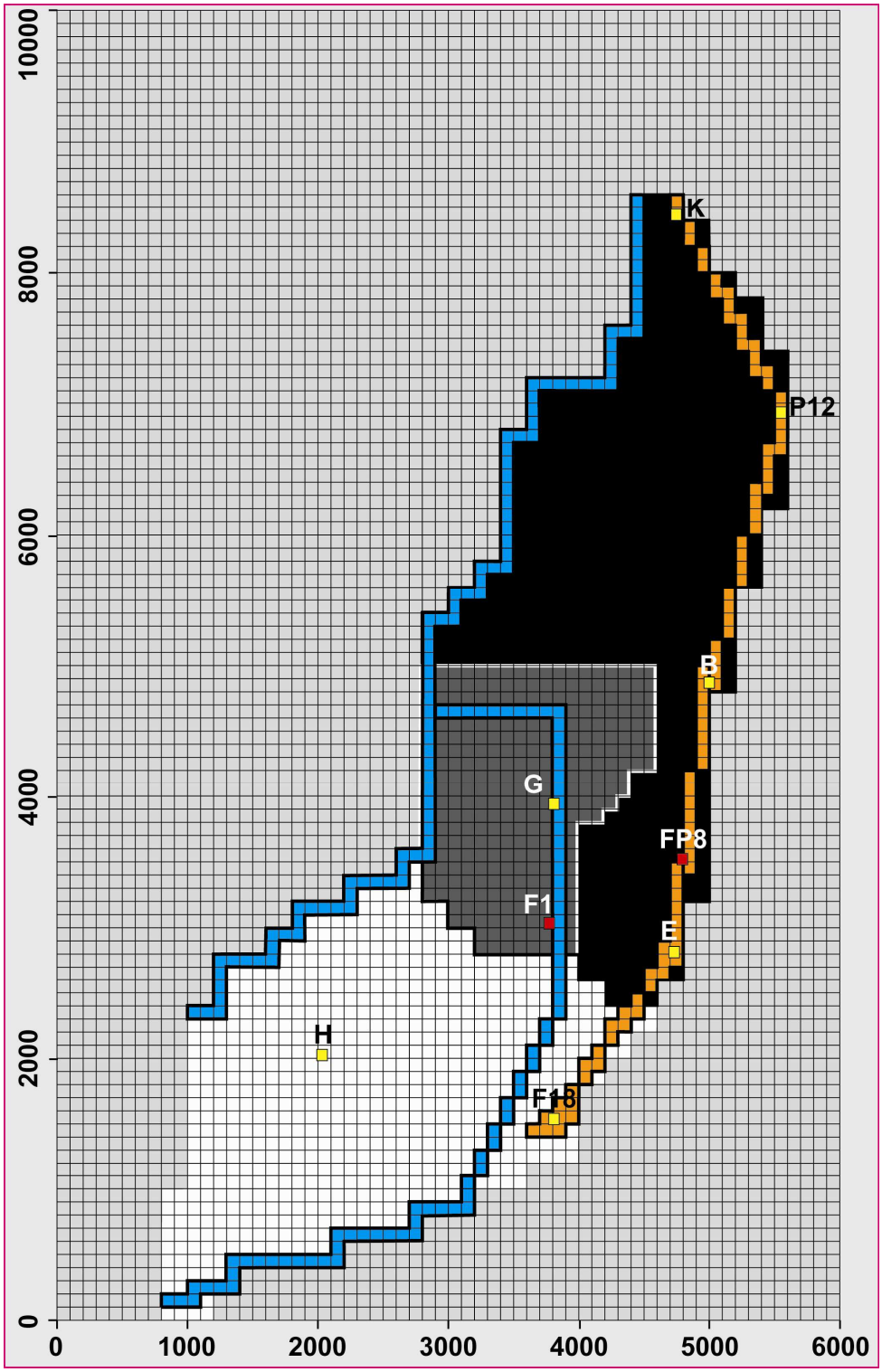


Figure IV - 8 : Conditions-limites « rivière » à l´ouest et au nord, et « charge imposée » à l´est

Les puits de pompage et les forages d'observations. Sur le site S, deux forages F_1 et F_2 sont exploités pour l'alimentation en eau potable. Cependant distants de moins de 100 m sur le site, ils sont représentés sous forme d'un seul forage F_1 pompé au débit Q qui est la somme des débits exploités en F_1 et F_2. La zone modélisée comporte un second forage exploité FP_8 à proximité de la bordure est du modèle. F_1 et FP_8 sont donc représentés comme des forages exploités (*Pumping wells*) dans le modèle avec des débits respectifs de 8800 et 4300 m^3/jour prélevés dans les sables (niveau 3) représentant une exploitation annuelle de 3.2 et 1.5 millions de m^3.

Ré-humidification des couches aquifères. Dans les versions antérieures de *Modflow*, la désaturation d'une cellule d'une nappe libre superficielle liée à la chute de la surface libre sous le niveau de la base de la cellule conduisait à la rendre inactive jusqu'à la fin de la simulation même si les conditions de recharge permettent une remontée suffisante de la surface libre. L'ajout d'un sous-programme *Block-Centered-Flow-Package* (BCF2) au code *Modflow* a permis de s'affranchir de ce problème et de permettre la ré-humidifcation des cellules, c'est-à-dire la possibilité de les resaturer. Cette fonction a été activée compte tenu de la faible épaisseur du niveau 1.

5. Calibration en régime permanent

5.1 Le régime permanent

Pour poser l'hypothèse d'un régime permanent, il faut que les conditions du système soient stationnaires. Le suivi piézométrique des sables entre 2003 à 2005 montre qu'entre juillet et décembre 2004, la faible variation piézométrique de la nappe (Figure IV - 9) remplit les conditions de stationnarité.

Les données météorologiques de précipitations et d'évapotranspiration potentielle de la station de Baupte (latitude 49°18'24''N, longitude 1°21'54''W, altitude 4 m), située à environ 10 km au nord des sites étudiés, ont été acquises auprès de Météo France au pas de temps journalier. A partir de ces données, la recharge a pu être quantifiée. Elle apparaît faible voir nulle (Figure IV - 10) entre juillet et septembre 2004. La piézométrie des sables (Figure IV - 9) n'augmente réellement qu'au début du mois de décembre 2004 signifiant que la recharge est efficace à partir de cette période. On impose donc une recharge nulle en cette fin de période de basses eaux.

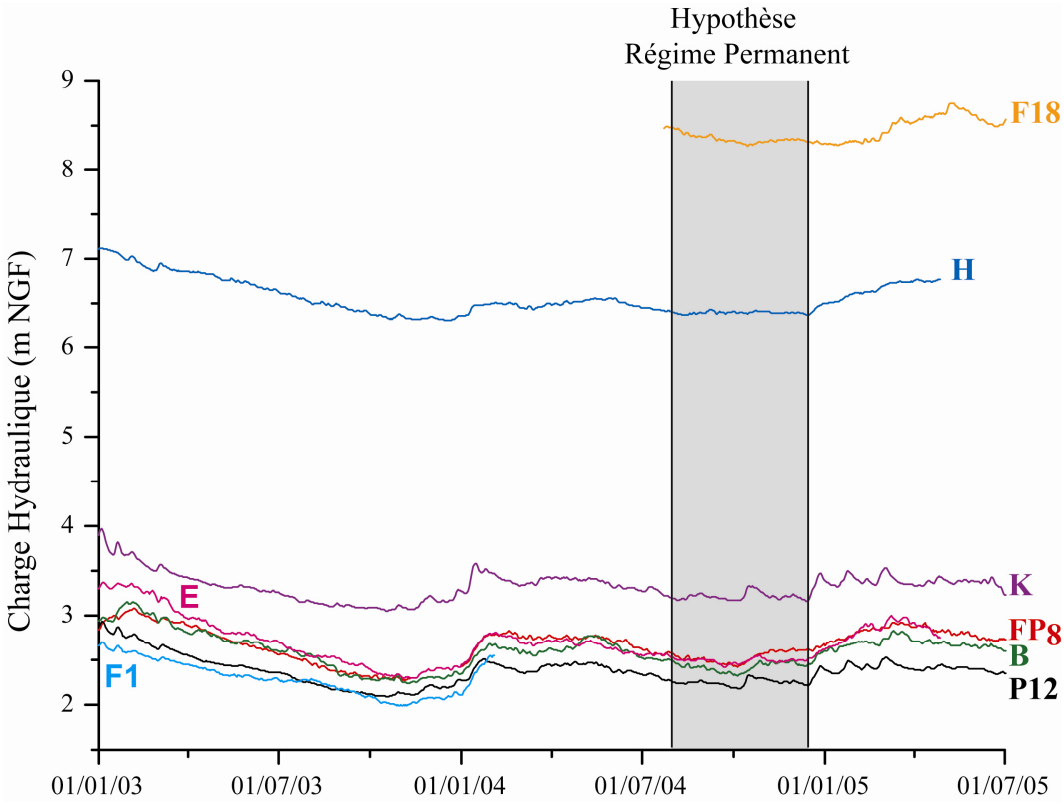


Figure IV - 9 : Variations de la piézométrie des sables dans les piézomètres de la DDAF entre le 01/01/2003 et le 01/07/2005.

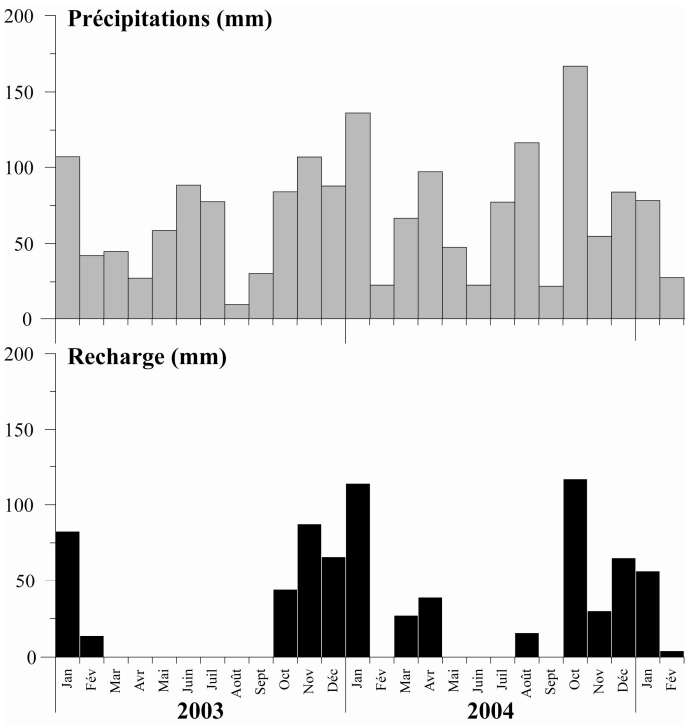


Figure IV - 10 : Précipitations enregistrées de la station météorologique de Baupte et recharge calculée entre 01/01/2003 et le 28/02/2005.

5.2 Données d'entrée et paramètres de calage

Les données d'entrée du modèle sont la recharge et les conditions aux limites du modèle. Les conditions-limites de charge imposée sont directement issues des données de suivi des piézomètres des sables de la DDAF. La piézométrie est moyennée sur la période considérée pour chaque piézomètre. Un gradient linéaire est imposé entre deux piézomètres voisins sur la bordure-est du modèle.

La calibration en régime permanent permet de déterminer la conductivité hydraulique des différents horizons aquifères. En faisant varier les paramètres de calage que sont la perméabilité des aquifères et la conductance des rivières, on tend à minimiser la différence de charge hydraulique entre les valeurs observées et les valeurs simulées. Cependant il est nécessaire de définir au préalable les valeurs initiales de ces paramètres que l'on ajustera au cours de la calibration. Les paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique) et les conditions aux limites du modèle (conductance des rivières, charge imposée) sont estimés à partir des données de terrain ou de la littérature. Elles sont décrites dans le tableau IV - 2 et sont utilisées comme valeurs initiales du modèle.

Paramètres	Valeurs	Source
Conductivité hydraulique		
Tourbe	10^{-6}m.s^{-1}	Mesures de terrain
Argiles	5 10^{-8}m.s^{-1}	Mesures de terrain
Sables	4 10^{-3}m.s^{-1}	Caractéristiques hydrodynamiques des sables [Sogreah-Praud, 2001]
Conductance de la rivière		
Niveau	5 m	Topographie moyenne de la zone humide dans le modèle (~5 m)
Conductivité hydraulique (K_{riv})	10^{-6}m.s^{-1}	Perméabilité moyenne de la tourbe
Epaisseur du lit de la rivière (W_{riv})	1 m	Valeur arbitraire
Charge imposée		
K	3,35 m	Données de suivi en continu des piézomètres d´observations de la DDAF implantés dans l´aquifère des sables. Gradient linéaire imposé entre les forages.
P12	2,39 m	
E	2,61 m	
B	2,64 m	
P18	8,46 m	
Recharge		
Flux d´entrée	0 mm/an	Bilan hydrologique et données météorologiques

Tableau IV - 2 : Valeurs initiales du modèle en régime permanent.

5.3 Résultats de la calibration

La calibration en régime permanent n'a pas permis d'aboutir à un modèle satisfaisant. Les charges hydrauliques modélisées (Figure IV - 11) sont bien représentées aux bordures du modèle (F_{18}, E, B, P_{12} et K). Cependant les charges hydrauliques des sables dans les forages F_1 et G sont systématiquement surestimées. Ce premier modèle a une recharge nulle, le niveau simulé est trop élevé et est directement lié aux conditions-limites. Le niveau de base du

modèle indépendamment de la recharge est surestimé par rapport aux valeurs observées sur le terrain.

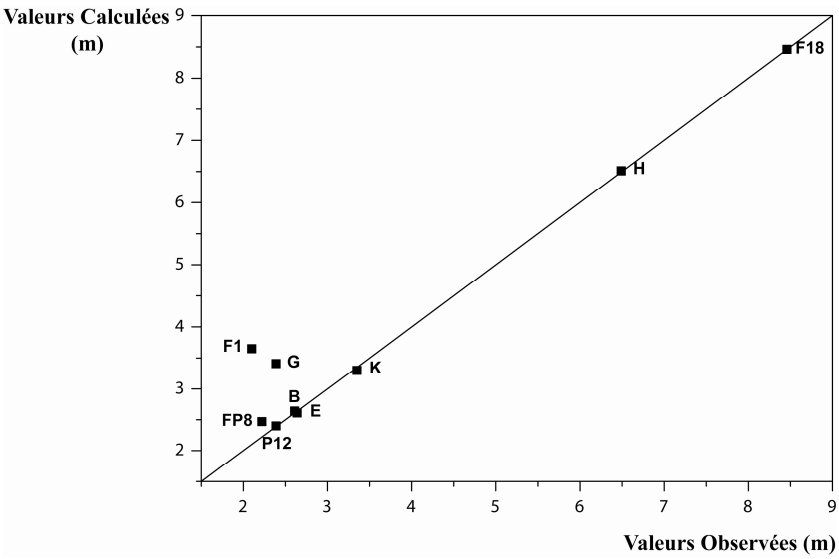


Figure IV - 11 : Comparaison des valeurs observées et simulées des charges hydrauliques des sables dans les forages de la DDAF pour K_{sables} = 8.10^{-4} m.s^{-1} et une recharge nulle.

Les valeurs absolues mesurées ne sont donc pas directement comparables aux valeurs simulées. Le rabattement dû au puits de pompage a servi de paramètre de calibration. En faisant varier la perméabilité des sables, on cherche à minimiser l'écart entre le rabattement observé et le rabattement simulé. Une perméabilité de 8 10^{-4} m.s^{-1} pour les sables a permis d'aboutir à une charge hydraulique en F_1 (site S) de 4.77 m sans pompage et 3.78 m avec pompage soit un rabattement simulé de 1.01 m. Cette valeur est comparable au rabattement observé qui est de l'ordre du mètre.

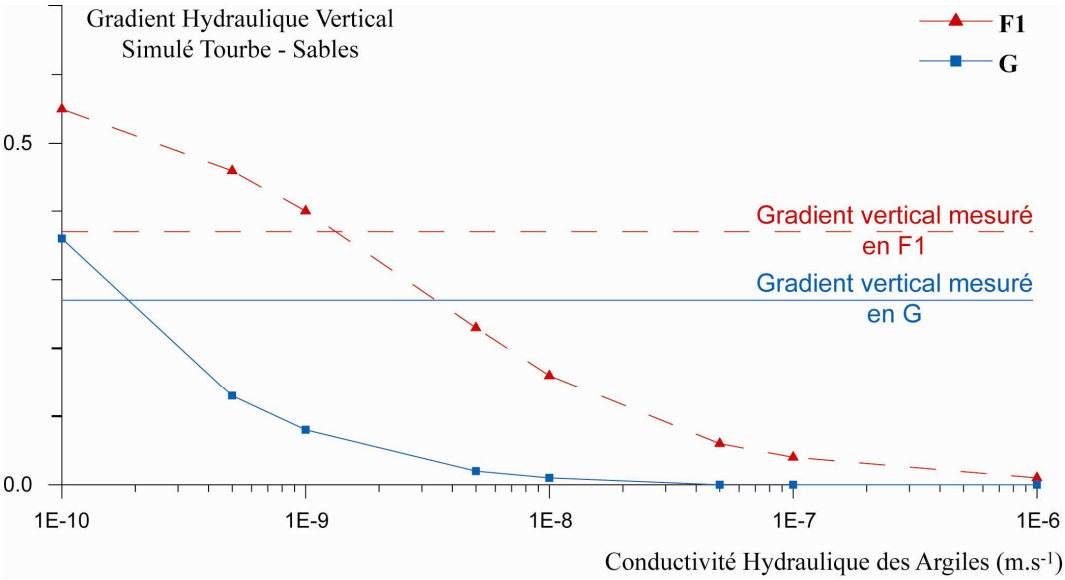


Figure IV - 12 : Gradient vertical tourbe-sables simulé en fonction de la perméabilité des argiles.

Le rapport Sogreah fait état d'une perméabilité des sables de 0.18 10^{-3} $m.s^{-1}$ dans le forage G sur le site G à 4.8 10^{-3} $m.s^{-1}$ dans le forage F_1 sur le site S ce qui est en adéquation avec la valeur de 8 10^{-4} $m.s^{-1}$ issue de la calibration [Sogreah Praud, 2001].

Les valeurs absolues de la charge hydraulique des sables ne sont pas reproductibles ce qui implique que celles de la nappe de la tourbe ne le sont pas non plus. Le gradient vertical tourbe-sable a été utilisé comme paramètre de calibration de la perméabilité des argiles. La figure IV - 12 réunit les résultats de différentes simulations où la perméabilité des argiles a été modifiée.

Les gradients observés sur le terrain sont respectivement de 0.37 m/m et 0.27 m/m en F_1 et en G. Ils ne sont reproductibles que pour des valeurs de perméabilités des argiles inférieures à 2 10^{-9} $m.s^{-1}$. Les données de terrain et le bilan hydrologique (Cf. partie II) n'ont pas mis en évidence des conductivités hydrauliques aussi faibles mais des valeurs comprises entre 1.3 10^{-8} à 1.7 10^{-7} $m.s^{-1}$. Cet écart d'un facteur supérieur à 10 ne rend pas la calibration satisfaisante.

La calibration d'un modèle en régime permanent dépend de deux conditions :

- une estimation efficace de la recharge,
- la validation de l'hypothèse des conditions de flux stationnaires.

Sur la période juillet-décembre 2004, la recharge est effectivement nulle de juillet à septembre mais elle augmente significativement dans les mois suivants dépassant les 500 mm/an en octobre, novembre et décembre (Figure IV - 10). Une estimation plus précise de la recharge serait nécessaire pour améliorer la qualité de cette donnée d'entrée.

La piézométrie stable des sables entre juillet et décembre 2004 a permis de poser l'hypothèse d'un régime permanent pour la nappe des sables mais cette hypothèse n'est pas vérifiée pour la nappe de la tourbe (Cf. partie II). Une meilleure estimation de la recharge et une période où les deux nappes seraient dans des conditions stationnaires seraient nécessaires pour calibrer la perméabilité des argiles en conditions de régime stationnaire.

6. Calibration en régime transitoire

Le calage en régime transitoire introduit la composante dynamique (temporelle) dans le système. Il a pour objectif d'ajuster les paramètres de stockage des différents niveaux aquifères. De la même manière qu'en régime permanent, la calibration est réalisée en ajustant les paramètres du modèle un à un afin d'aboutir à la meilleure correspondance entre les données observées et les données simulées.

6.1 Les données d'entrée et la période de simulation

Les données météorologiques acquises auprès de Météo France sur la période 01.2003 - 02.2005 ont permis de quantifier la recharge (Figure IV - 10) qui est entrée dans le modèle au pas de temps de 8 jours. La période de calibration est donc définie du 01/01/2003 au 28/02/2005.

Le suivi en continu des sables dans les piézomètres de la DDAF (Figure IV - 9) donne accès à l'état de la nappe au quotidien et fixe ainsi les conditions-limites de charge imposée. Entre deux forages voisins, la charge imposée est extrapolée selon un gradient linéaire. Pour certains piézomètres, les chroniques piézométriques comportent des lacunes dues le plus souvent à des disfonctionnements des outils d'acquisition ou alors les données anciennes ne sont pas disponibles dues à une installation récente des appareillages. Les données manquantes ont alors été générées à partir des piézomètres voisins. Les courbes piézométriques montrent un certain parallélisme (Figure IV - 9) permettant d'évaluer les données manquantes par translation. Tel est le cas pour le piézomètre F_{18}, les données antérieures au 11/03/2004 n'existent pas et ont été générées à partir de la chronique de H tel que $z_H + 1.94 = z_{F18}$, z étant la charge hydraulique de la nappe.

6.2 Les paramètres de calage

En plus de la conductivité hydraulique des argiles et des tourbes, la simulation en régime transitoire nécessite de définir les paramètres de stockage des différents aquifères, c'est-à-dire les coefficients d'emmagasinement spécifique (S_s *Specific Storage*) et la porosité de drainage (S_y *Specific Yield*). La littérature et les mesures de terrain ont permis une estimation préalable de ces paramètres avant leur ajustement au cours de la calibration.

Paramètres	Valeurs	Source
Conductivité hydraulique		
Tourbe	10^{-6}m.s^{-1}	Mesures de terrain
Argiles	10^{-8}m.s^{-1}	Mesures de terrain
Sables	$8\ 10^{-4}$m.s^{-1}	Résultats de la calibration en régime permanent
Coefficient d´emmagasinement spécifique (Ss)		
Tourbe	$5\ 10^{-2}$m^{-1}	Littérature
Argiles	10^{-3}m^{-1}	Littérature
Sables	$4\ 10^{-5}$m^{-1}	Données du rapport Sogreah-Praud [2001]
Porosité de drainage (Sy)		
Tourbe	0,25	Estimation à partir des données de suivi en continu
Argiles	0,02	Littérature
Sables	0,25	Données du rapport Sogreah-Praud [2001]

Tableau IV - 3 : Valeurs initiales des paramètres du modèle en régime transitoire.

Les sables

Les différentes études menées sur l'aquifère des sables de Sainteny-Marchesieux [Sogreah Praud, 2001] indique un coefficient d'emmagasinement de 0.03 en K et de 0.001 en F_1 avec une valeur moyenne à l'échelle de l'aquifère de 0.004. L'épaisseur de l'aquifère varie en moyenne entre 50 et 80 m permettant ainsi d'estimer le coefficient d'emmagasinement spécifique des sables ($S_{s\text{-}sables}$).

$$S_S = \frac{S}{e} \qquad \textbf{[IV - 5]}$$

S_S est le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}).
S est le coefficient d'emmagasinement.
e est l'épaisseur de l'aquifère (m).

$S_{s\text{-}sables}$ est compris entre 1.2 10^{-5} et 8 $10^{-5} m^{-1}$. La valeur $S_{s\text{-}sables}$ de départ est fixée à 4 10^{-5} m^{-1}. Les faluns du Bléhou représentent le remplissage sédimentaire dominant de cette partie de l'aquifère (Annexe I). La porosité de drainage varie entre 20 et 25 % fixant ainsi $S_{y\text{-}sables}$ à 0.25. La conductivité hydraulique des sables K_{Sables} est fixée à 8 $10^{-4} m.s^{-1}$ à l'issue de la calibration en régime permanent. Ces valeurs ne seront utilisées que pour la zone captive de l'aquifère des sables c'est-à-dire dans la partie aval du modèle.

Les argiles

Aucune donnée de terrain n'est disponible sur les caractéristiques hydrauliques des argiles. En se référant à la littérature, la valeur initiale de la porosité de drainage $S_{y\text{-}argiles}$ est fixée à 0.02 et celle du coefficient d'emmagasinement spécifique $S_{s\text{-}argiles}$ à $10^{-3} m^{-1}$ [Anderson and Woessner, 1991; Johnson, 1967 *in* Fetter, 1994]. L'étude hydrogéologique montre que la perméabilité des argiles $K_{argiles}$ est comprise entre 10^{-8} et $10^{-7} m.s^{-1}$, la valeur de départ est fixée à $10^{-8} m.s^{-1}$.

La tourbe

La porosité totale de la tourbe est importante. La plupart des études décrivent des valeurs dépassant les 90 % [Boelter, 1964, 1969; Dasberg and Neuman, 1977; Quinton et al., 2000; Beckwith and Baird, 2001]. Cependant la porosité de drainage de la tourbe est loin d'afficher de telle valeur. Pour les tourbes les moins dégradées dont le degré d'humification selon Von Post est H_1, la porosité de drainage peut atteindre 60 % [Ingram, 1983]. Elle diminue rapidement avec le taux de dégradation de la tourbe jusqu'à atteindre des valeurs de 5 % pour des tourbes à Sphaignes très dégradées dont le degré d'humification est H_6-H_7

[Ingram, 1983; Price, 1992; Price and Schlotzhauer, 1999; Schlotzhauer and Price, 1999; Quinton et al., 2000; Schwaerzel et al., 2002; Van Seters and Price, 2002; Price et al., 2003]. Le suivi en continu de la tourbe et les précipitations journalières ont permis de restreindre la gamme de valeurs décrites par la littérature. La porosité de drainage de la tourbe spécifique aux sites étudiés peut être estimée à partir des évènements pluvieux mis en relation avec l'augmentation du niveau de la nappe de la tourbe qui en découle (Figure IV - 13) telle que :

$$Sy = \frac{P}{\Delta h} \qquad \textbf{[IV - 6]}$$

Sy est la porosité de drainage
Δh est la variation de hauteur de la nappe (m) engendrée par une pluie de hauteur P(m)

Les évènements de pluie de courte durée et en hiver sont sélectionnés pour différentes raisons :

- en hiver, l'évapotranspiration est négligeable à l'échelle de l'évènement de pluie ;
- en hiver, les sols sont humides et permettent de négliger le phénomène de réhumectation du profil ;
- les flux horizontaux de la tourbe sont négligeables à l'échelle de l'évènement pluvieux de courte durée.

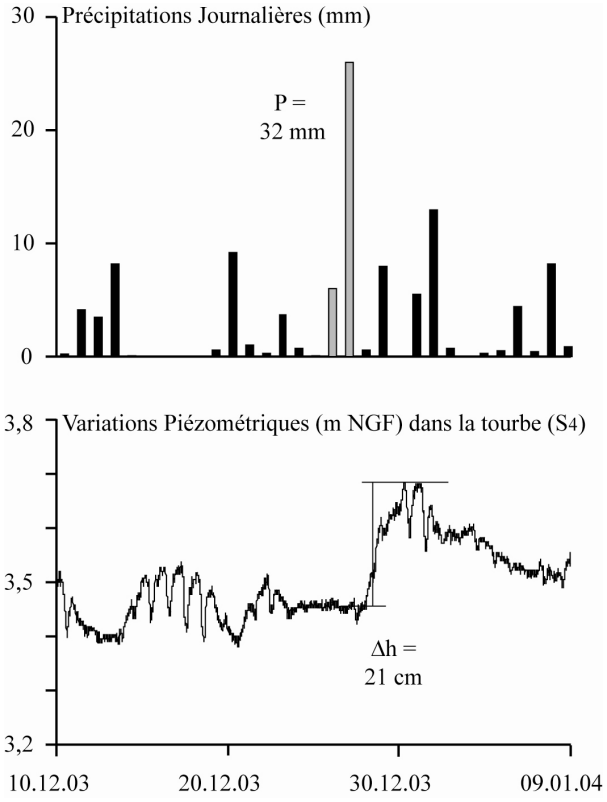


Figure IV - 13 : Méthode d´estimation de S_y (dans cet exemple = 15%)

En fonction des piézomètres et des évènements considérés la porosité de drainage de la tourbe varie entre 15 et 30 %, on fixe $S_{y\text{-}tourbe}$ à 0.25 comme valeur initiale dans le modèle avant l´ajustement des paramètres.

En référence aux valeurs décrites dans la littérature, la valeur initiale du coefficient d'emmagasinement spécifique de la tourbe $S_{s\text{-}tourbe}$ est fixée à $5\ 10^{-2} m^{-1}$. Ce matériau affiche des valeurs importantes de coefficient d'emmagasinement spécifique dû aux grandes propriétés élastiques de la tourbe [Schlotzhauer and Price, 1999; Reeve et al., 2006].

Les mesures de conductivité hydraulique de la tourbe K_{tourbe} sur le terrain (Figure II - 8) ont révélé des valeurs moyennes de l'ordre de 10^{-6} m.s^{-1} dans la zone supérieure (acrotelm) fixant ainsi la valeur initiale de la calibration.

6.3 Analyse de sensibilité

Une analyse de sensibilité est réalisée afin de mettre en évidence les paramètres dominants du modèle, ceux dont la faible variation conduit à une modification de la charge hydraulique simulée des différents aquifères. La méthode consiste à prendre un modèle de référence, en faire varier les paramètres un à un de 10 % et comparer les valeurs simulées du modèle « modifié » avec les valeurs simulées du modèle « de référence ».

Cette analyse de sensibilité met en évidence que le paramètre dominant du modèle est la conductivité hydraulique des argiles qui contrôle essentiellement le niveau moyen de la nappe de la tourbe. Les paramètres de stockage de la tourbe (S_s et S_y) et le coefficient d'emmagasinement spécifique des argiles influencent la dynamique de la nappe de la tourbe. La conductivité hydraulique de la tourbe est un paramètre peu influant qui ne va pas entrer en compte dans la calibration et qui restera à 10^{-6} m.s^{-1}.

7. Résultats de la calibration

7.1 L'influence des conditions aux limites CHB

Les conditions-limites de charge imposée impliquent que la piézométrie simulée en F_{18}, E, B, P_{12} et K correspondent exactement aux valeurs utilisées comme données d'entrée (Figure IV - 14).

L'influence des conditions-limites est importante sur les forages et sur l'ensemble du modèle. En effet, la piézométrie simulée en F_{18}, E, B, P_{12} et K est insensible à une modification de la recharge ou des caractéristiques hydrauliques des différents aquifères. Comme on a pu le décrire en condition stationnaire, les conditions-limites du modèle

imposent un biais systématique de la piézométrie du modèle par rapport aux données observées. En simulant un système où les pompages sont actifs mais la recharge nulle, la charge hydraulique est de 3.70 m et 4.20 m respectivement en G et en F_1. La charge hydraulique moyenne des sables en G et en F_1 est de 2.30 m et 2.10 m respectivement d'après les données de terrain (Figure II – 4). Le biais de la charge hydraulique des sables peut être estimé à 1.40 m et 2.10 m respectivement en G et F_1. Cependant la piézométrie à l'intérieur du modèle, notamment en G et en F_1, est sensible aux modifications de la recharge et/ou des caractéristiques hydrauliques des aquifères. Les contraintes des conditions de charge imposée se limitent à un niveau de base surélevé mais laisse le modèle dans sa partie interne évoluer en fonction de conditions de recharge et des paramètres hydrauliques des aquifères.

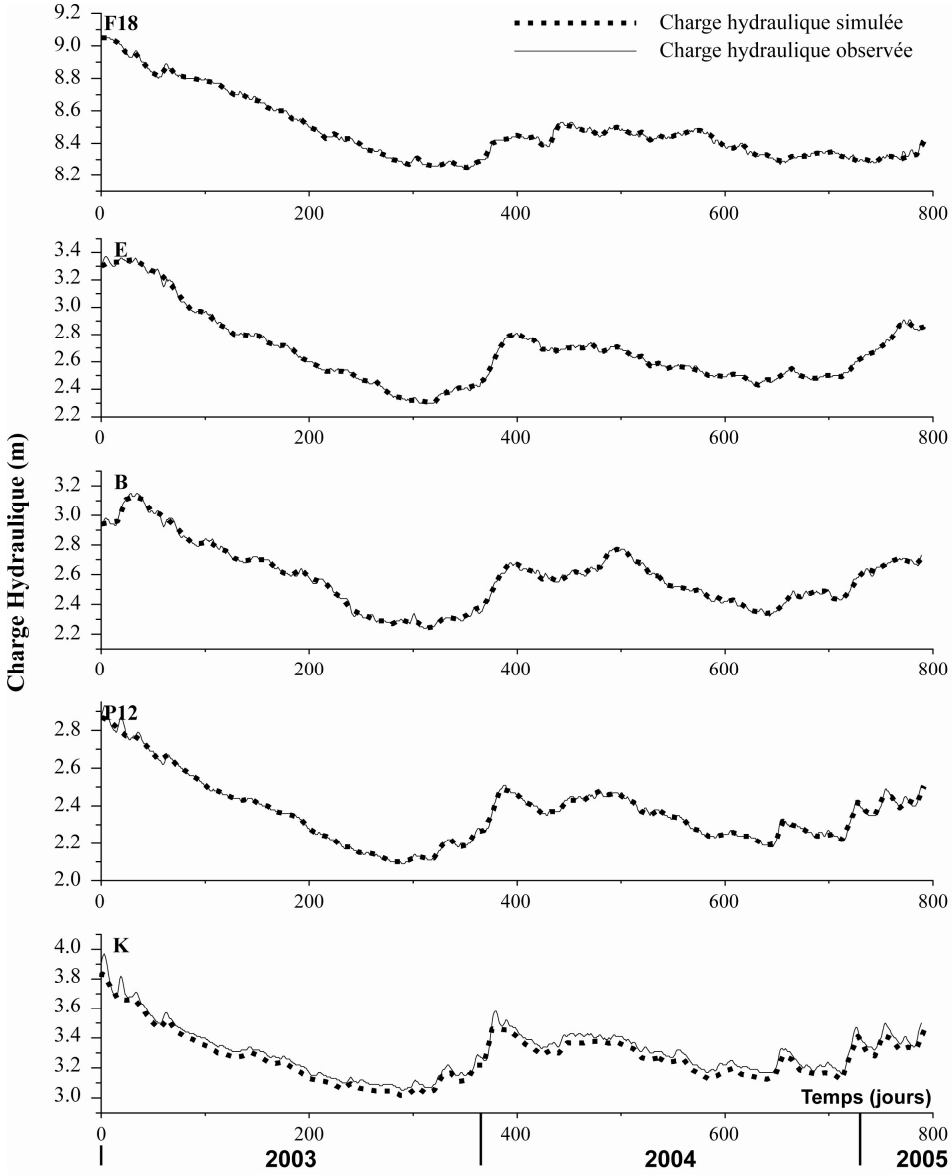


Figure IV - 14 : Comparaison de la charge hydraulique simulée et observée dans les piézomètres des sables P_{12}, K, F_{18}, E et B situés sur la bordure-est du modèle.

Malgré le biais systématique imposé, le modèle ainsi défini caractérise bien notre système et une fois calibré nous permettra de simuler des conditions de recharge et/ou d'exploitation variable. Les différents résultats de la calibration seront donc comparés aux données de terrain translatées de 1.40 m et 2.10 m respectivement en G et en F_1.

7.2 Les rivières

Pour simplifier le modèle, la variation du niveau des rivières au cours du temps a été négligée. Le niveau imposé a été déduit du niveau de base observé sur l'*Holerotte* et *La Sèves* (Figure IV - 15).

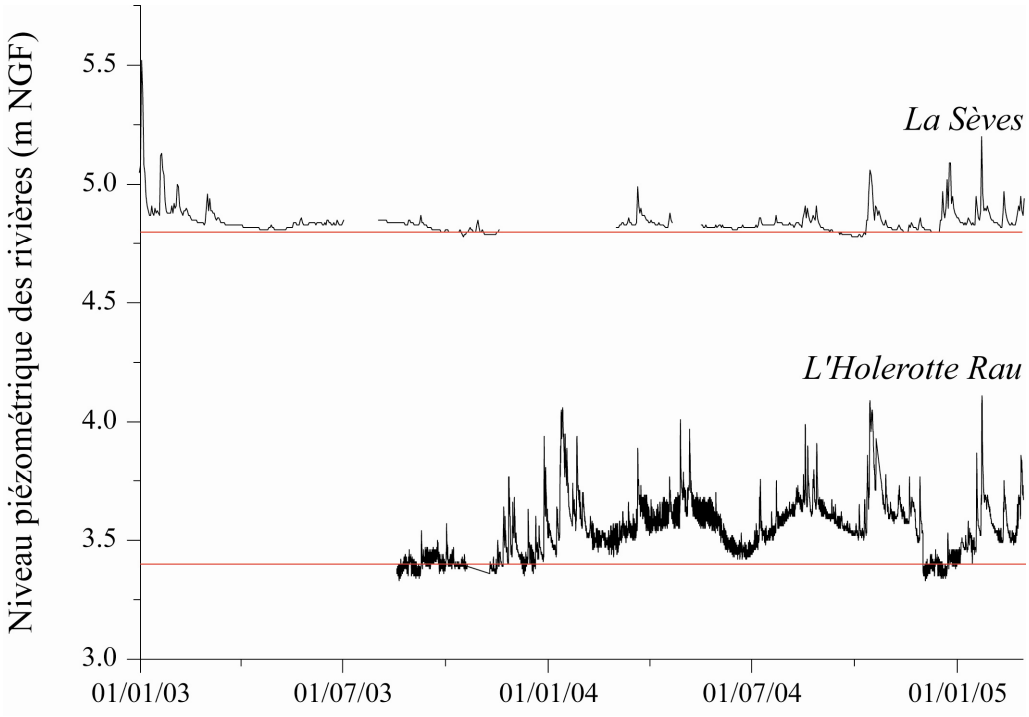


Figure IV - 15 : Evolution du niveau de l'Holerotte et La Sèves entre le 01/01/03 et le 01/03/05.

Le niveau de base de la rivière située à l'est *l'Holerotte* est à 3.40 m et celui de la rivière située à l'ouest *La Sèves* est à 4.80 m. En considérant le biais du modèle de +2.10 m sur le site S, le niveau des rivières est imposé à 5.50 m pour la bordure-est et 6.90 m pour la bordure-ouest.

Aucune donnée de terrain n'est disponible concernant la nature des sédiments du lit des rivières et encore moins leurs perméabilités. Elles ont donc été définies en fonction du substrat sur lequel s'écoule la rivière. Les sables affleurent dans la zone de recharge de l'aquifère. La conductivité hydraulique des sédiments de *La* Sèves et de *L'Holerotte* dans leur partie amont (Riv 1 et Riv 5) est imposée à 10^{-3} m.s^{-1} du même ordre de grandeur que la perméabilité des sables (§ 4.3). En aval, les rivières s'écoulent sur un substrat tourbeux dont

la perméabilité hydraulique est fixée à 10^{-6} m.s^{-1} (§ 5.2). De ce fait la continuité entre la rivière et la nappe superficielle, c'est-à-dire les sables dans la zone amont et la tourbe dans la zone humide, est maintenue.

La particularité du site G veut que la rivière soit déconnectée de la nappe superficielle de la tourbe. Pour reproduire ce mécanisme hydrologique, la conductivité hydraulique des sédiments du lit de la rivière a été diminuée à 10^{-9} m.s^{-1} pour limiter les échanges rivière-tourbe.

Ainsi les conditions-limites rivières sont représentées sous forme de 6 segments de rivière (Figure IV - 16) dont les caractéristiques sont réunies dans la Tableau IV - 4.

Segment	Perméabilité du lit de la rivière (m.s^{-1})	Niveau imposé (m)
Riv 1	10^{-3}	5,5
Riv 2	10^{-6}	5,5
Riv 3	10^{-9}	5,5
Riv 4	10^{-6}	5,5
Riv 5	10^{-3}	6,9
Riv 6	10^{-6}	6,9

Tableau IV - 4 : Caractéristiques des segments définissant les conditions-limites rivières

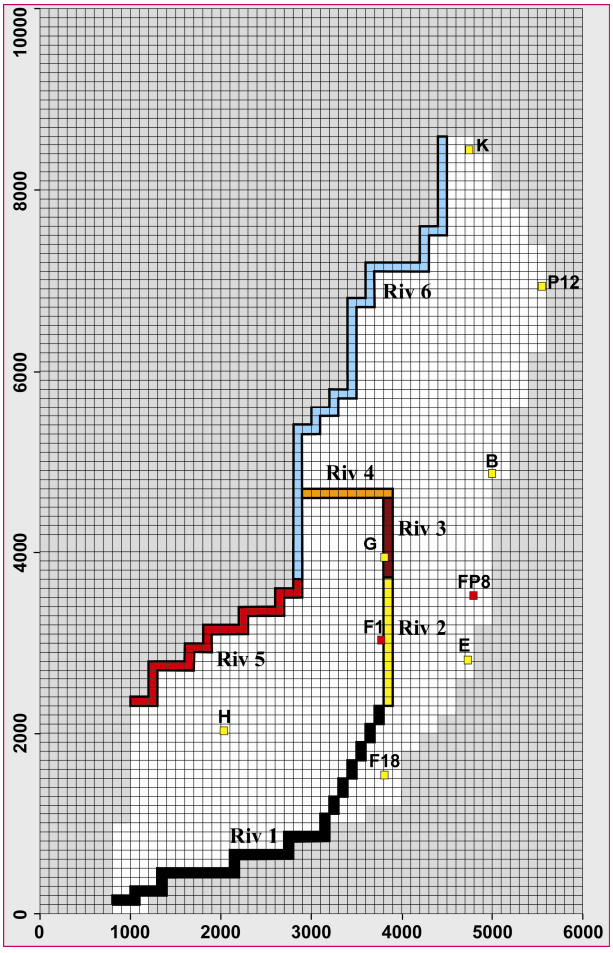


Figure IV - 16 : Tracé des 6 segments des conditions-limites rivières

7.3 La conductivité hydraulique des argiles

La conductivité hydraulique des argiles conditionne la piézométrie de la tourbe. Il s'est avéré qu'une seule zone de conductivité hydraulique pour la couche d'argiles ne permettait pas d'avoir une bonne reproductibilité à la fois sur le site S et sur le site G. Pour cela, il a été nécessaire de créer deux zones de conductivité hydraulique dans le niveau 2 comme illustré sur le Figure IV - 17 distinguant la perméabilité des argiles $K_{argiles\text{-}S}$ (zone amont) et $K_{argiles\text{-}G}$ (zone aval) respectivement sur le site S et G. La nécessité de 2 conductivités dans les argiles souligne l'hétérogénéité de cette couche déjà évoquée au cours de l'étude hydrogéologique (cf. Partie II).

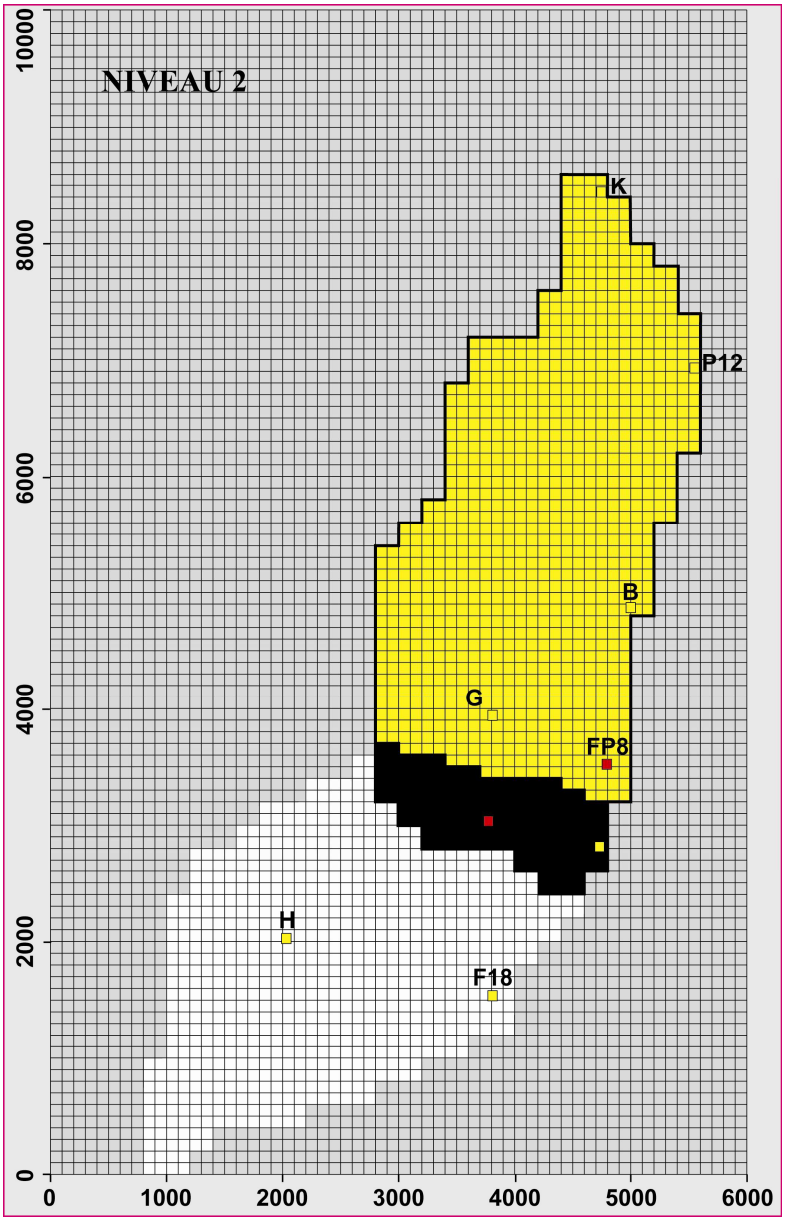


Figure IV - 17 : Deux conductivités hydrauliques dans les argiles (niveau 2) : $K_{argiles\text{-}S}$ (amont) et $K_{argiles\text{-}G}$ (aval)

7.4 Paramètres calibrés du modèle

Aux termes de la calibration, l'ajustement des paramètres a permis d'aboutir aux valeurs décrites dans le Tableau IV - 5.

Paramètres		Valeurs
Conductivité Hydraulique (K)	Tourbe	10^{-6} m.s^{-1}
	Argiles (site S)	4 10^{-8} m,s^{-1}
	Argiles (site G)	2 10^{-7} m.s^{-1}
	Sables	8 10^{-4} m.s^{-1}
Coefficient d´emmagasinement spécifique (S_s)	Tourbe	6 10^{-2} m^{-1}
	Argiles	1 10^{-3} m^{-1}
	Sables	5 10^{-4} m^{-1}
Porosité de drainage (S_y)	Tourbe	0.15
	Argiles	0.02
	Sables	0.35

Tableau IV - 5 : Valeurs des paramètres ajustés à l'issu de la calibration en régime transitoire

7.5 Valeurs simulées et valeurs observées

Les données observées-translatées sont les valeurs de la piézométrie mesurée sur le terrain dans les sables et dans la tourbe affectées d'une constante, + 2.10 m et + 1.40 m respectivement sur le site S et sur le site G, correspondant au biais systématique du modèle mis en évidence dans le paragraphe 5.4.1.

Les données observées des sables sont issues du suivi quotidien de G et F_1 par la DDAF. Les données observées de la nappe de tourbe correspondent à une estimation moyenne à l'échelle du site compte tenu du fait que la distance entre les piézomètres sur le terrain est inférieure à la taille des cellules du modèle.

Les données simulées sont comparées aux données observées-translatées.

La superposition des courbes simulées et observées-translatées met en évidence la capacité du modèle à reproduire le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère des sables et de la tourbe. Au-delà de la reproductibilité des valeurs observées, les processus hydrodynamiques décrits au cours de l'étude hydrogéologique (Partie II) ayant permis d'établir le modèle conceptuel (cf. paragraphe 1) sont bien simulés dans notre modèle.

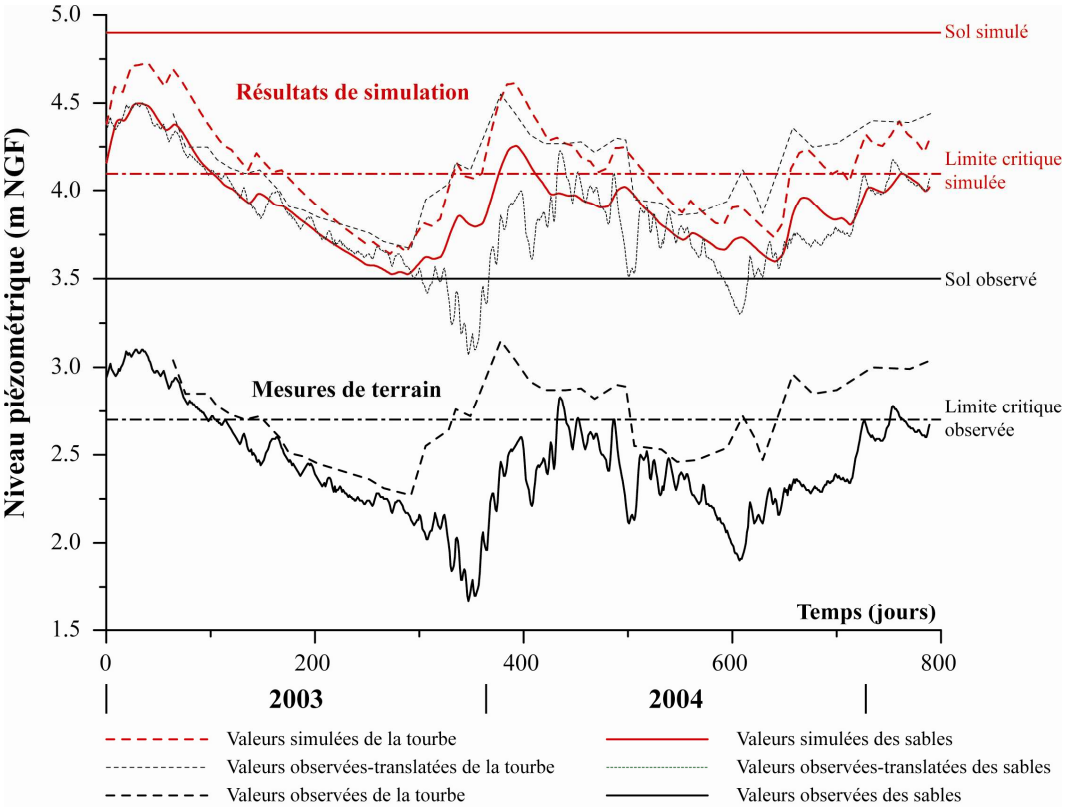


Figure IV - 18 : Comparaison des valeurs observées, observées-translatées et simulées de la tourbe et des sables sur le site G

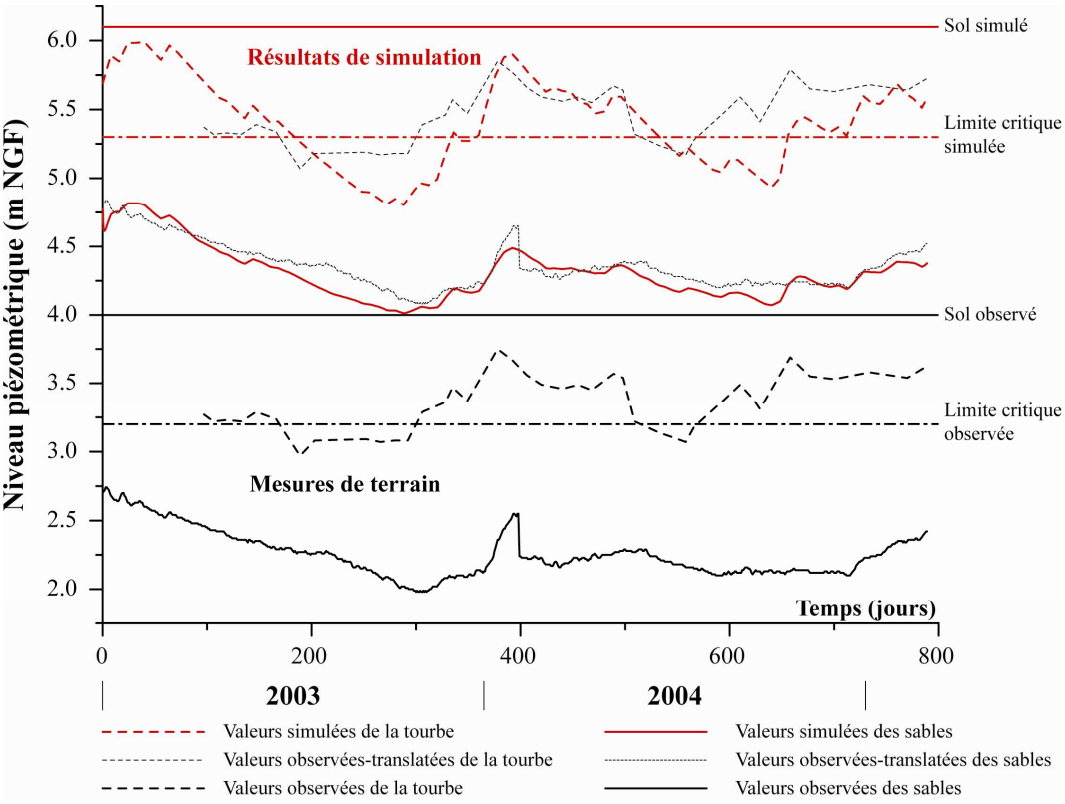


Figure IV - 19 : Comparaison des valeurs observées, observées-translatées et simulées de la tourbe et des sables sur le site S

8. Les processus hydrodynamiques

8.1 Le rabattement des sables

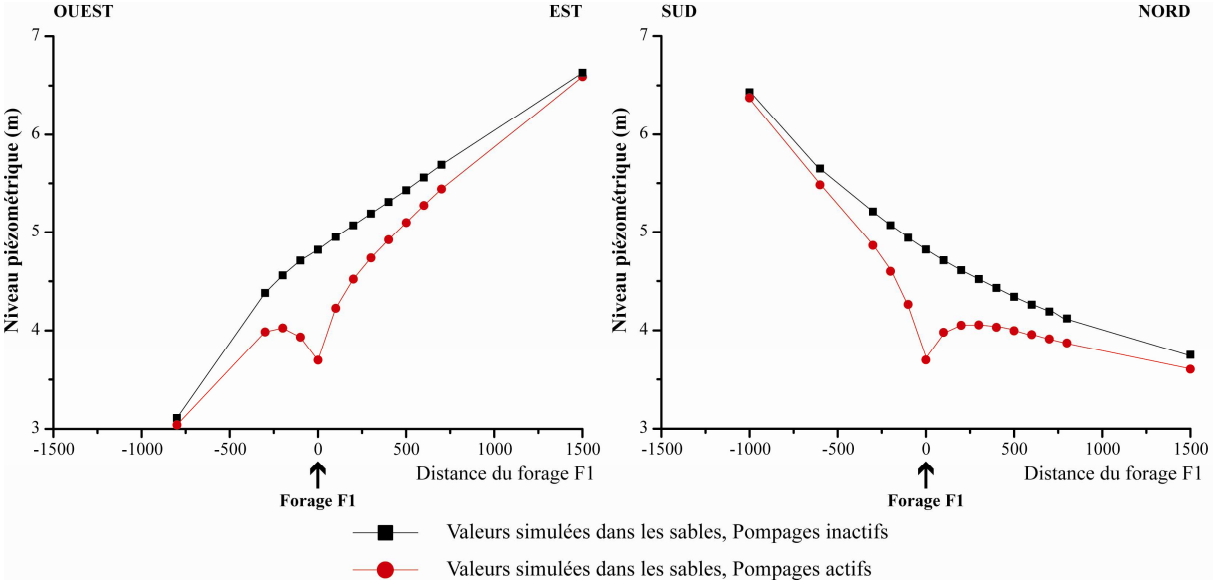


Figure IV - 20 : Niveau piézométrique E-W et N-S autour de F_1 de la nappe des sables à t = 200 j (20/07/03) à l'issue d'une simulation avec/sans pompage.

Les études hydrogéologiques menées sur l'aquifère des sables décrivent un cône de rabattement très plat et très étendu [Sogreah Praud, 2001]. Les simulations avec et sans pompage (Figure IV - 20) décrivent un cône de rabattement autour de F_1 de 1.10 m au droit du forage et s'étendant à plus de 1500 m où il est encore de plus d'une dizaine de centimètres. Ces résultats sont en adéquation avec les observations faites sur le terrain.

8.2 Des flux verticaux descendants

Les Figure IV - 18 et IV - 19 montrent que sur le site S et le site G, la piézométrie de la tourbe reste tout au long de la période simulée au dessus de la nappe des sables. Les flux entre la tourbe et les sables sont en permanence descendants conformément aux données de terrain (Cf. Partie II).

8.3 Le fonctionnement des rivières et flux horizontaux

Plusieurs piézomètres permettent d'observer les circulations horizontales au sein de la tourbe ainsi que les relations hydrauliques avec la rivière (Figure IV - 21).

Sur le site G, les circulations horizontales se maintiennent au cours de la période de calibration (01.01.03 au 28.02.05) de P_{G9} vers P_G (Figure IV - 22). Les flux horizontaux au sein de la tourbe se font de la tourbière vers la rivière (Figure IV - 24). Cependant le niveau

de la rivière à 5.50 m reste au dessus de la nappe de la tourbe. Le caractère déconnecté de la rivière est bien reproduit sur ce site. Le gradient horizontal des flux dans la tourbe est de l'ordre de 9 10^{-4} m/m, ces valeurs sont relativement faibles et correspondent aux valeurs observées sur le terrain (Figure II - 4).

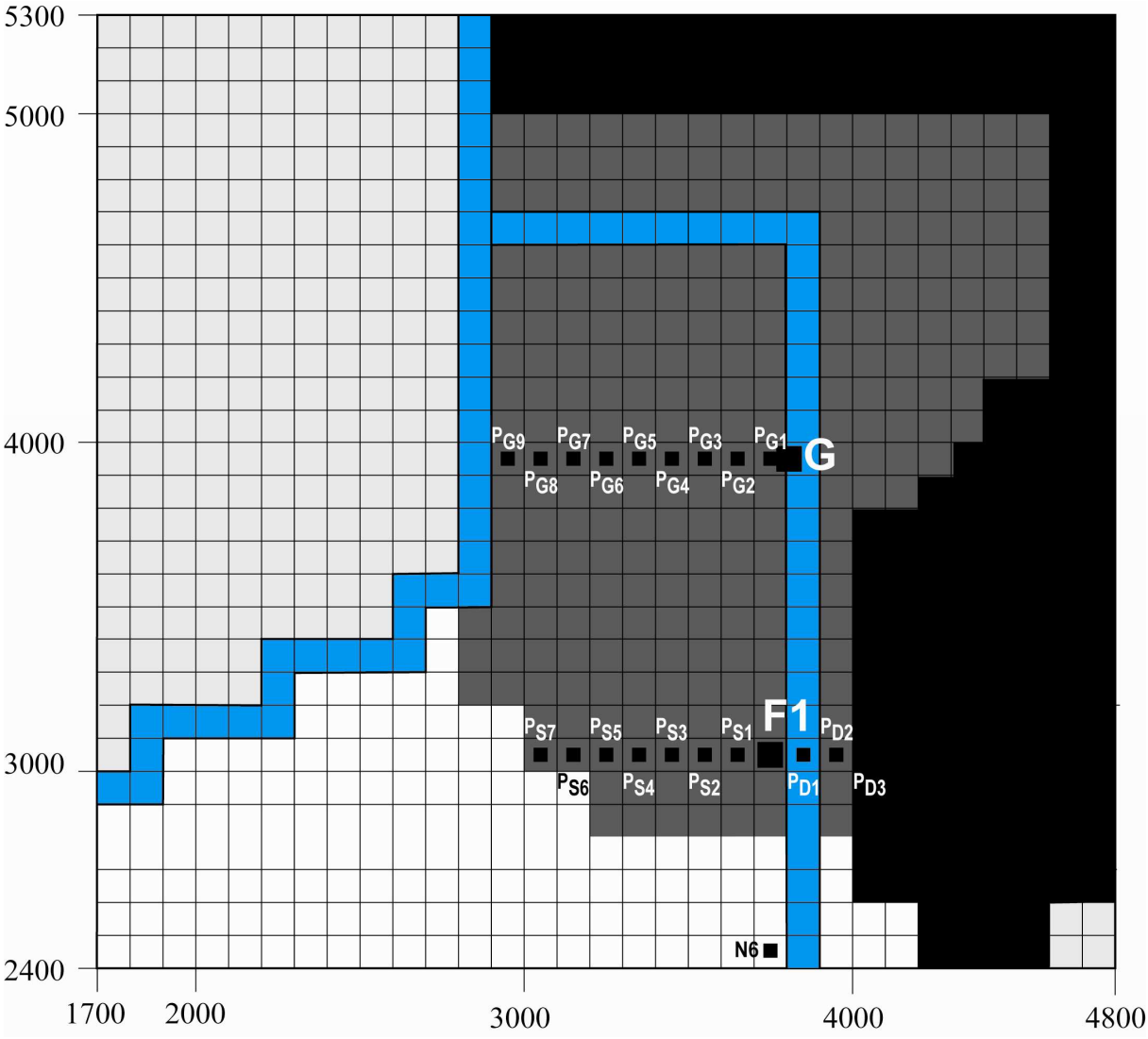


Figure IV - 21 : Localisation des piézomètres permettant d'observer la circulation des flux d'eau souterraine dans la tourbe et les relations hydrauliques avec la rivière.

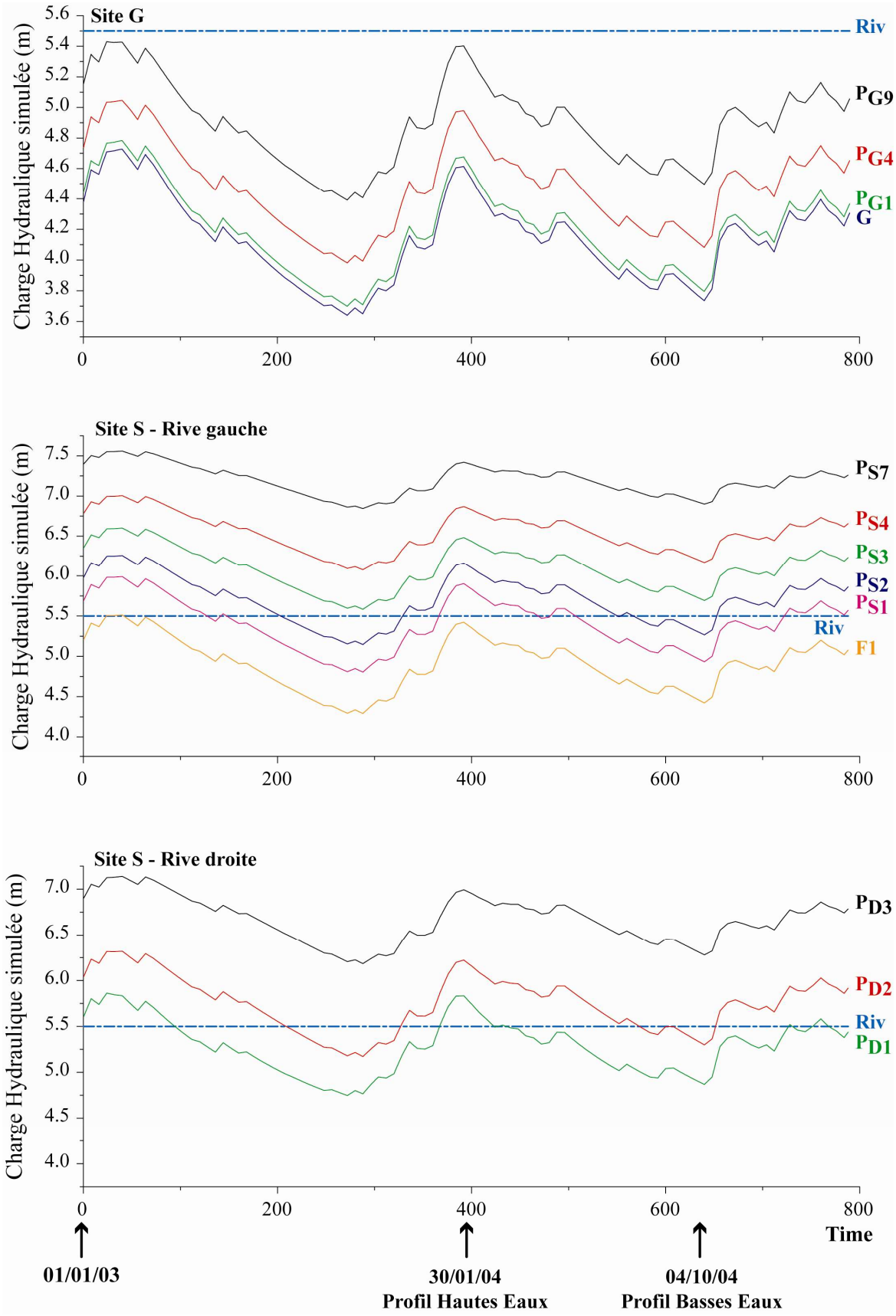


Figure IV - 22 : Charge Hydraulique Simulée dans le niveau 1 de la tourbe « tourbe » sur les sites S et G.

Le processus hydrodynamique d'inversion des circulations horizontales sur le site G n'est pas reproductible pour deux raisons : (i) le niveau de la rivière ne varie pas dans notre modèle ; (ii) ce phénomène, observé sur le site G est très probablement local et ne représente pas le fonctionnement global du site.

Sur le site S, en rive gauche, les circulations en hautes eaux se font de P_{S7} vers F_1 (Figure IV - 22). Le niveau de la rivière est supérieur au niveau de la tourbe en F_1. Les flux se font de la rivière vers la nappe de la tourbe en hautes eaux. Cependant la rivière n'alimente la nappe de la tourbe que localement, jusqu'à F_1 qui constitue un point bas dans la piézométrie. En basses eaux, le sens de circulation des eaux souterraines n'est pas modifié mais les gradients sont plus forts à proximité de la rivière (Figure IV - 23).

Sur le site S, en rive droite, les circulations en hautes eaux se font de P_{D3} vers P_{D1} puis la rivière (Figure IV - 22). La continuité hydraulique des charges souligne le caractère connecté entre la nappe de la tourbe et la rivière. La rivière draine le système en hautes eaux sur la rive droite (Figure IV - 23). En basses eaux, la circulation dans la tourbe se maintient de P_{D3} vers P_{D1} mais est inversée autour de la rivière, les flux se font de la rivière vers P_{D1}. L'alimentation de la nappe de la tourbe par la rivière est localisée, elle ne s'étend pas au-delà de P_{D1}. La charge hydraulique simulée en P_{D1} montre que ce piézomètre constitue un point bas vers lequel les flux convergent. Entre P_{D1} et la rivière, la circulation des flux d'eau souterraine s'inverse : en hautes eaux, la rivière draine la nappe de la tourbe alors qu'en basses eaux elle l'alimente.

L'inversion des flux horizontaux au sein de la tourbe est bien reproduite en rive droite. Le modèle montre que les flux de la rivière vers la nappe de la tourbe sont localisés autour de la rivière sur une cellule de part et d'autre et ne se propagent pas au-delà. Sur le terrain, les données piézométriques ne vont pas au-delà de 100 m autour de *l'Holerotte* ce qui explique que cela n'ait pas été mis en évidence. Cependant parfois sur la rive droite, la piézométrie de S_{19}, au centre de la parcelle est un point bas piézométrique suggérant des flux convergents, d'un côté venant de la rivière de l'autre du versant comme l'illustre le modèle lorsqu'on s'éloigne du cours d'eau. Deux influences se cumulent : l'élévation de la topographie de part et d'autre de la tourbière et la diminution du rabattement lorsqu'on s'éloigne du forage F_1 situé à proximité de la rivière *Holerotte.* Cette inversion n'est pas reproduite sur le site S rive gauche probablement dû au fait que le niveau de la rivière est fixe dans le modèle.

Le fonctionnement hydrogéologique de la tourbière est bien reproduit. La rivière est principalement un flux entrant pour la nappe de la tourbe mais son influence est localisée

autour de la rivière ne dépassant pas les 100 m de part et d'autre de celle-ci. Les inversions de flux horizontaux entre hautes eaux et basses eaux sont reproductibles dans le modèle sur le site S en rive droite. Sur le site G la déconnection entre la nappe de la tourbe et la rivière. Ceci conforte la validité de notre modèle.

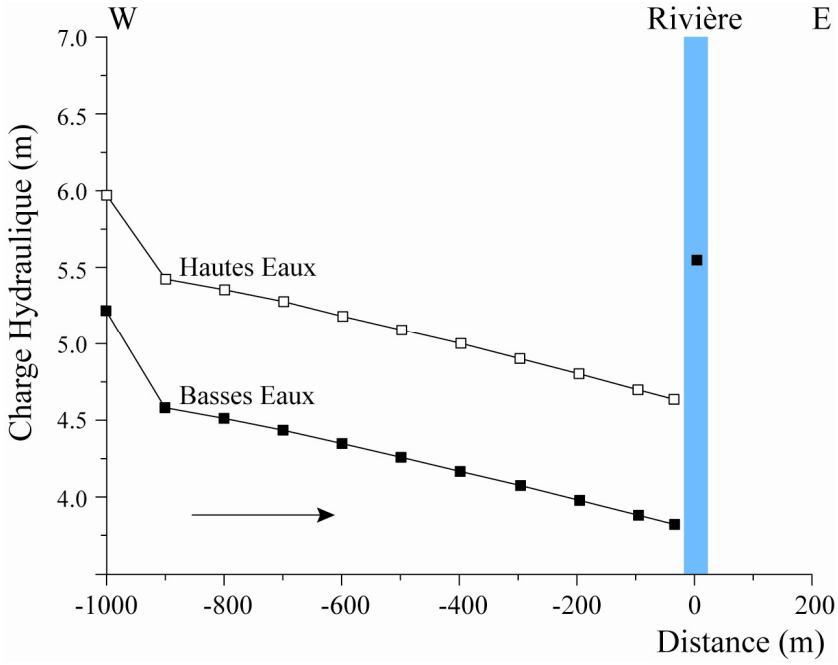


Figure IV - 23 : Profil de la nappe simulée sur le site G en hautes eaux (30/01/04) et en basses eaux (04/10/04).

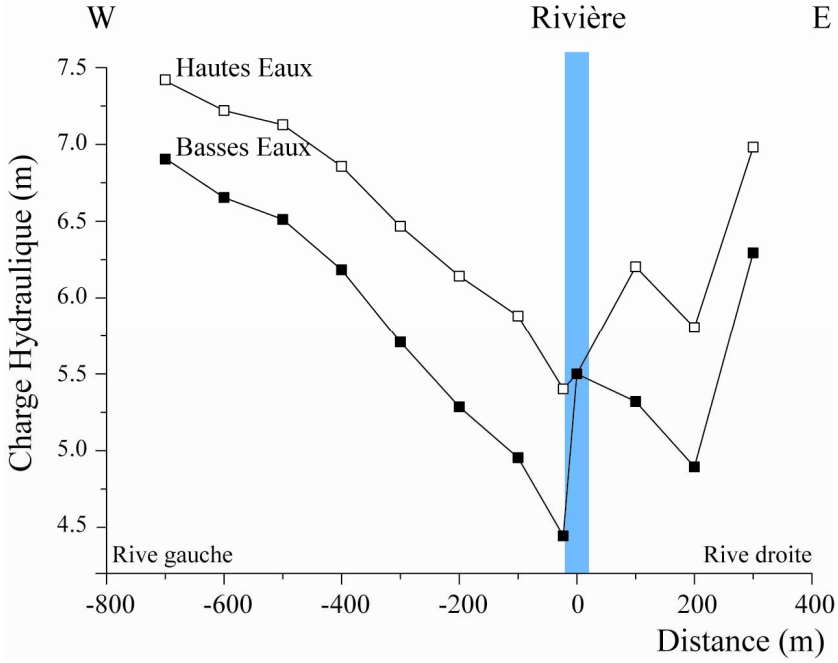


Figure IV - 24 : Profil de la nappe simulée sur le site S en hautes eaux (30/01/04) et en basses eaux (04/10/04).

8.4 Limite "critique" atteinte par la nappe de la tourbe

Le niveau du sol est à environ 4 m NGF sur le site S et 3.50 m NGF sur le site G. Dans notre modèle, les données sont translatées de 2.10 m et 1.40 m respectivement sur le site S et sur le site G par rapport aux données observées. Le niveau du sol simulé est donc à 6.10 m et 4.90 m et la limite critique simulée est fixée à 5.30 m et 4.10 m respectivement sur le site S (Figure IV - 18) et sur le site G (Figure IV - 19). Entre 2003 et 2005, le niveau de la nappe descend sous la limite "critique" (Cf. partie I) au cours de deux périodes :

	Période 1	**Période 2**
Site G	Juin – novembre 2003 : 181 jours	Mai – octobre 2004 : 142 jours
Site S	Fin juin - fin octobre 2003 : 116 jours	Juin - juillet 2004 : 34 jours

Le modèle reproduit également deux périodes dites "critiques" :

	Période 1	**Période 2**
Site G	Juin – novembre 2003 : 159 jours	Mai – octobre 2004 : 136 jours
Site S	Fin juin - fin octobre 2003 : 164 jours	Juin - juillet 2004 : 142 jours

L'adéquation entre les périodes simulées par le modèle et observées sur le site G conforte la validité de notre modèle. Sur le site S, l'adéquation entre les périodes "critiques" simulées et observées est bonne pour la période 1 mais la différence est importante sur le période 2. Cette différence importante entre la simulation et l'observation vient probablement de la variabilité spatiale de la piézométrie à l'échelle du site. En effet, le modèle simule la variabilité de la charge hydraulique d'un piézomètre situé sur une cellule de 100 m de côté soit une surface de 10000 m² et suppose de ce fait une charge hydraulique identique sur toute la surface de la cellule. Sur le terrain, sur le site S en rive gauche, aucun piézomètre n'est éloigné de plus de 100 m de la rivière. De ce fait tous les piézomètres de ce site seraient contenus dans une seule cellule à l'échelle du modèle. Or le suivi piézométrique montre une forte hétérogénéité entre les piézomètres à l'échelle du site en termes de période "critique". Elle varie de 1 à 134 jours en fonction du piézomètre considéré dépendant de sa position par rapport à la rivière et au forage F_1. Pour valider le modèle on compare des données moyennes observées à l'échelle de la parcelle alors que ces données ne sont pas homogènes dans l'espace à l'échelle de la parcelle. Cette différence est donc probablement due à la différence d'échelle entre les données observées et simulées mais elle ne remet pas en cause la validité du modèle.

8.5 Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique (Cf. Partie II) a montré que les flux entrants sont les précipitations et la rivière. Les flux sortants sont l'évapotranspiration et un flux vertical descendant vers l'aquifère des sables à travers la couche d'argiles. Dans notre modèle la recharge correspond aux précipitations totales amputées de l'évapotranspiration réelle. Ce bilan hydrologique fait état que la recharge constitue plus de 97 % du flux total entrant dans la zone humide tourbeuse, la rivière *Holerotte* contribue à peine à 2.3 % du flux total entrant. Le débit sortant vers les sables équivaut entre 87 % et 120 % du flux total entrant en fonction de la période considérée. La variation des stocks d'eau de la tourbe correspond entre – 22 % et + 1 % du flux total entrant.

La fonction « *zone budget* » de *Modflow* permet d'établir le bilan hydrologique de zones prédéterminées dans le modèle. Trois zones sont définies selon les trois domaines aquifères (Figure IV - 7) : la zone tourbeuse, la zone argileuse et la zone aquifère sableuse. Sur les deux périodes annuelles, 01/02/03 - 29/02/04 (du jour 60 à 424 dans le modèle) et 01/03/04 - 28/02/05 (du jour 425 au jour 789 dans le modèle), le bilan hydrologique du modèle est calculé. La recharge du modèle (P – ETR) représente 90 % du flux total entrant dans la tourbière. Le débit transitant vers les argiles correspond au flux principal sortant de la tourbière et représente près de 100 – 110 % du flux total entrant. De la même manière que décrit au cours du bilan hydrologique, la quasi-totalité de l'eau alimentant la tourbière s'échappe du système à travers les argiles pour rejoindre l'aquifère des sables expliquant ainsi la forte connexion hydraulique de la tourbe par rapport à la nappe des sables et plus encore la dépendance du niveau de la nappe de la tourbe par rapport à la nappe des sables. Les rivières contribuent à 10 % du flux total entrant dans la tourbe. Ces flux sont relativement importants par rapport à ceux estimés dans le bilan hydrologique des sites. Cependant les estimations de terrain ne tenaient compte que de l'alimentation par la rivière *Holerotte* or les calculs faits dans le modèle additionnent les flux entrants de l'*Holerotte* et de *La Sèves*. Ce cours d'eau a un niveau plus élevé et une section plus grande. Il contribue d'avantage à l'alimentation de la tourbière que la rivière *Holerotte*. Ce bilan montre que l'alimentation des rivières n'est pas négligeable mais reste mineure dans le bilan hydrologique de la tourbière même en considérant les deux rivières.

8.6 Conclusion sur la calibration du modèle

La construction même du modèle et l'utilisation de conditions-limites de charge imposée implique un niveau piézométrique simulé supérieur au niveau observé de la nappe

des sables. De ce fait, une calibration comparant les données brutes observées aux données brutes simulées n'était pas envisageable.

Après une estimation du biais systématique imposé par le modèle, la calibration a permis de reproduire efficacement les processus hydrologiques observés sur le terrain :

- un cône de rabattement dans les sables très plat et très étendu ;
- des flux permanents verticaux descendants de la tourbe vers les sables ;
- une inversion localisée (~100 m) des flux horizontaux entre la tourbe et la rivière sur le site S en rive droite ;
-une déconnection hydraulique entre la rivière et la nappe de la tourbe sur le site G.

CHAPITRE 3 : SIMULATIONS

1. Les objectifs

Plusieurs processus et circulations d'eau souterraine ont été décrits à l'échelle locale des sites S et G. La modélisation a pour objectif de caractériser l'importance des mécanismes décrits à l'échelle locale dans le fonctionnement global de la tourbière et d'expliciter les relations tourbe-rivière et tourbe-sables. La modélisation permettra d'apprécier le fonctionnement de la nappe de la tourbe dans des contextes hydrodynamiques variables en vue d'obtenir un outil efficace pour une meilleure gestion de cet écosystème.

Plusieurs scénarios sont proposés. Une modification de l'exploitation de l'aquifère (débit Q en F_1) et/ou des conditions climatiques (la recharge) sont utilisés comme données d'entrée du modèle dans le but d'apprécier la sensibilité et la vulnérabilité potentielle de la zone humide tourbeuse à de telles évolutions.

2. Les scénarios envisagés

Le modèle calibré est utilisé pour simuler la période 1998-2005. Ce scénario de référence permet d'observer la dynamique de la tourbière dans les conditions actuelles de recharge et d'exploitation de l'aquifère. Les précipitations enregistrées sur la station météorologique de Baupte (Figure IV - 10 et IV - 25) entre 1998 et 2005 montrent deux périodes distinctes :

- Une période « humide » : 1998 – 2002, les précipitations abondantes dépassent les 1100 mm annuels ce qui est largement supérieur à la moyenne annuelle de 920 mm.
- Une période « sèche » : 2003 – 2005, les précipitations annuelles n'excèdent pas 920 mm. 2003 et 2005 sont des années de déficit pluviométrique marqué avec des précipitations de 764 et 780 mm.

Dans ce scénario, la recharge est calculée à partir des données météorologiques. La limite à charge constante de la bordure-est du modèle est déduite du suivi piézométrique de la nappe sur la période 1998-2005 (Figure IV - 25). Les données manquantes sont générées de la même manière qu'au moment de la calibration du modèle en régime transitoire (cf. paragraphe 4.2). Le pompage en F_1 est de 8800 m^3/jour correspondant à son exploitation actuelle.

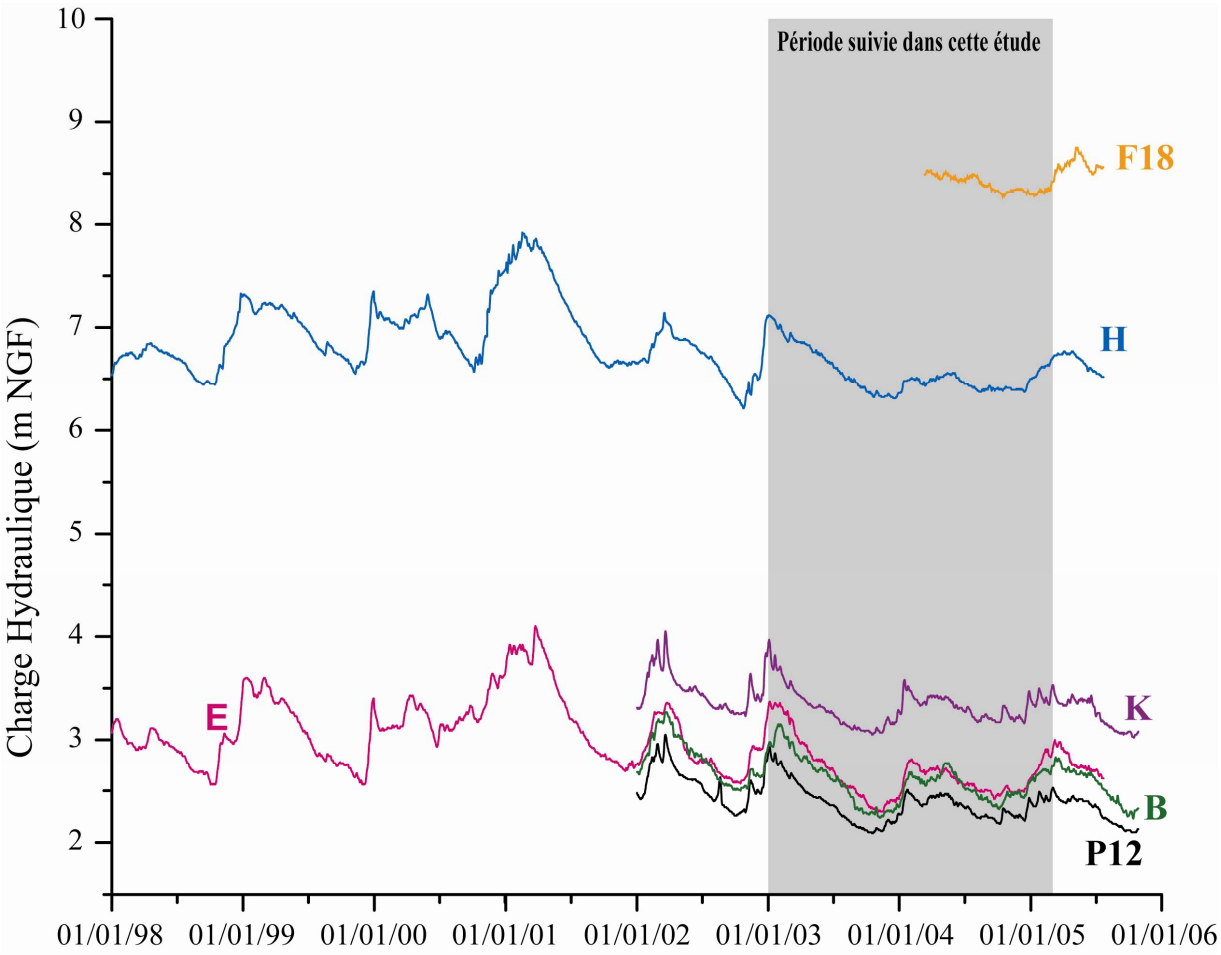


Figure IV - 25 : Variations de la piézométrie des sables dans les piézomètres de la DDAF de 1998 à 2005

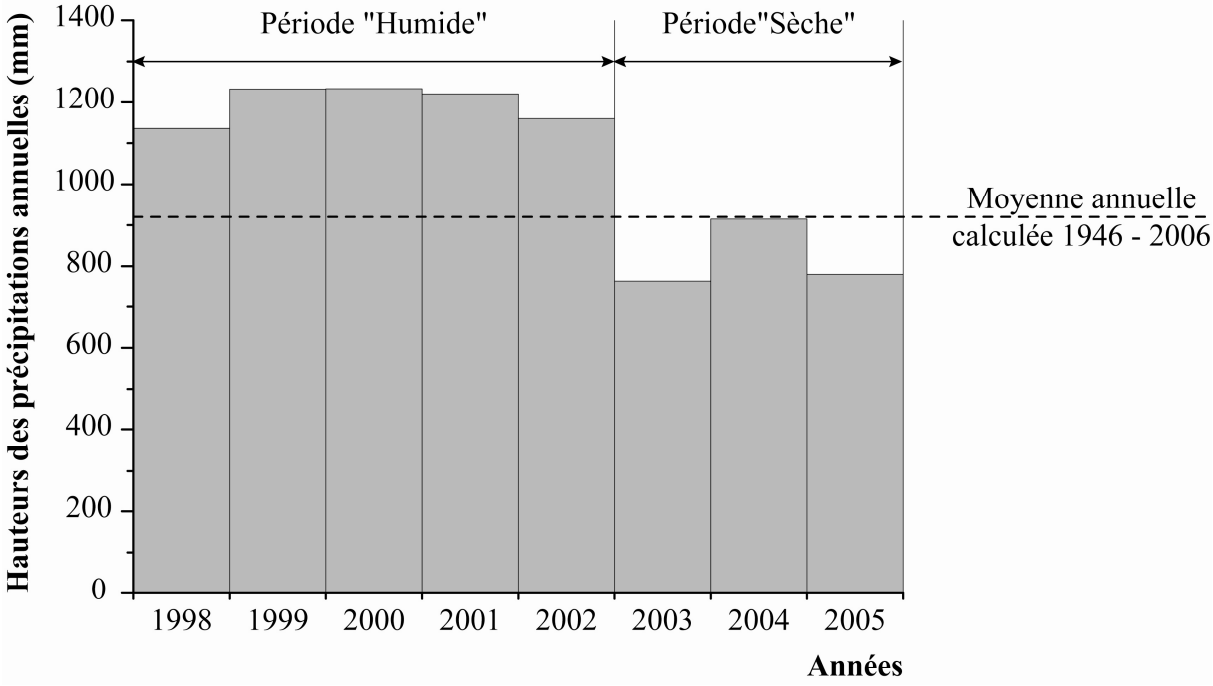


Figure IV - 26 : Précipitations annuelles 1998-2005 de la station météorologique de Baupte

Les pompages. Les scénarios 1, 2 et 3 (Tableau IV - 6) envisagent une modification du débit Q d'exploitation de F_1. Le scénario 1 équivaut à un fonctionnement du site « non perturbé » sans pompage (Q = 0). Les scénarios 2 et 3 envisagent une augmentation du débit Q d´exploitation avec 11600 m^3/jour (Scénario 2) correspond à l´accroissement prévu de l´exploitation de 1 million de m^3 par an et 16400 m^3/jour (Scénario 3) correspond à une exploitation maximum de la ressource (6 000 000 m^3/an = recharge annuelle estimée de l´aquifère [Sogreah Praud, 2001]). Le forage FP_8 est un forage exploité à 4300 m^3/jour dont on pourrait envisager une modification du débit exploité. Cependant dans notre modèle ce forage n'est pas sous la zone humide tourbeuse et est très proche des conditions aux limites de charge imposée et donc fortement influencé par celles-ci. Il ne sera donc pas modifié au cours des différents scénarios envisagés.

	Recharge	**Pompage**	**Rivière**
Référence	Recharge 1998-2005	Q = 8 800 m^3/j	avec
Scénario 1	Recharge 1998-2005	Q = 0 m^3/j	avec
Scénario 2	Recharge 1998-2005	Q = 11 600 m^3/j	avec
Scénario 3	Recharge 1998-2005	Q = 16 400 m^3/j	avec
Scénario 4	Recharge 1998-2005 – 50 %	Q = 8800 m^3/j	avec
Scénario 5	Recharge 1998-2005 + 50 %	Q = 8800 m^3/j	avec
Scénario 6	Recharge 1998-2005	Q = 8800 m^3/j	sans
Scénario 7	Recharge 1998-2005 – 50 % localisée sur la tourbière	Q = 8800 m^3/j	avec
Scénario 8	Recharge 1998-2005 + 50 % localisée sur la tourbière	Q = 8800 m^3/j	avec

Tableau IV - 6 : Descriptif des différents scénarios simulés

La recharge. Les scénarios 4 et 5 (Tableau IV - 6) envisagent une évolution de la recharge afin d'apprécier la sensibilité de la tourbière à une modification des conditions météorologiques. Ils simulent respectivement une diminution et un accroissement de la recharge de 50 %. Cette recharge modifiée est attribuée à l'ensemble du modèle. Deux autres scénarios (7 et 8) de recharge modifiée sont simulés : la recharge est de la même manière diminuée et augmentée de 50 % mais seulement sur les cellules de la zone humide tourbeuse afin d'apprécier l'influence de la nappe de la tourbe sur celle des sables.

La rivière. Le scénario 5 simule la période 1998-2005 sans la présence de la rivière *Holerotte* dans la zone humide (segments 2, 3 et 4 – Figure IV - 16). Ce scénario va permettre d'apprécier le rôle de la rivière dans le soutien de la nappe de la tourbe.

3. La sensibilité de la tourbe à l'exploitation des sables

3.1 Le cône de rabattement de la nappe de la tourbe

En fonction des différentes conditions de pompages envisagées dans les scénarios 1, 2 et 3 et dans le modèle de référence, les cartes piézométriques de la zone du forage F_1 ont pu

être établies au jour j = 1504 de notre simulation (12/02/03). La direction générale des flux est SW-NE (Figure IV - 27). Autour de F_{18}, les lignes piézométriques sont concentriques et dessinent un dôme piézométrique lié à un point haut de la topographie.

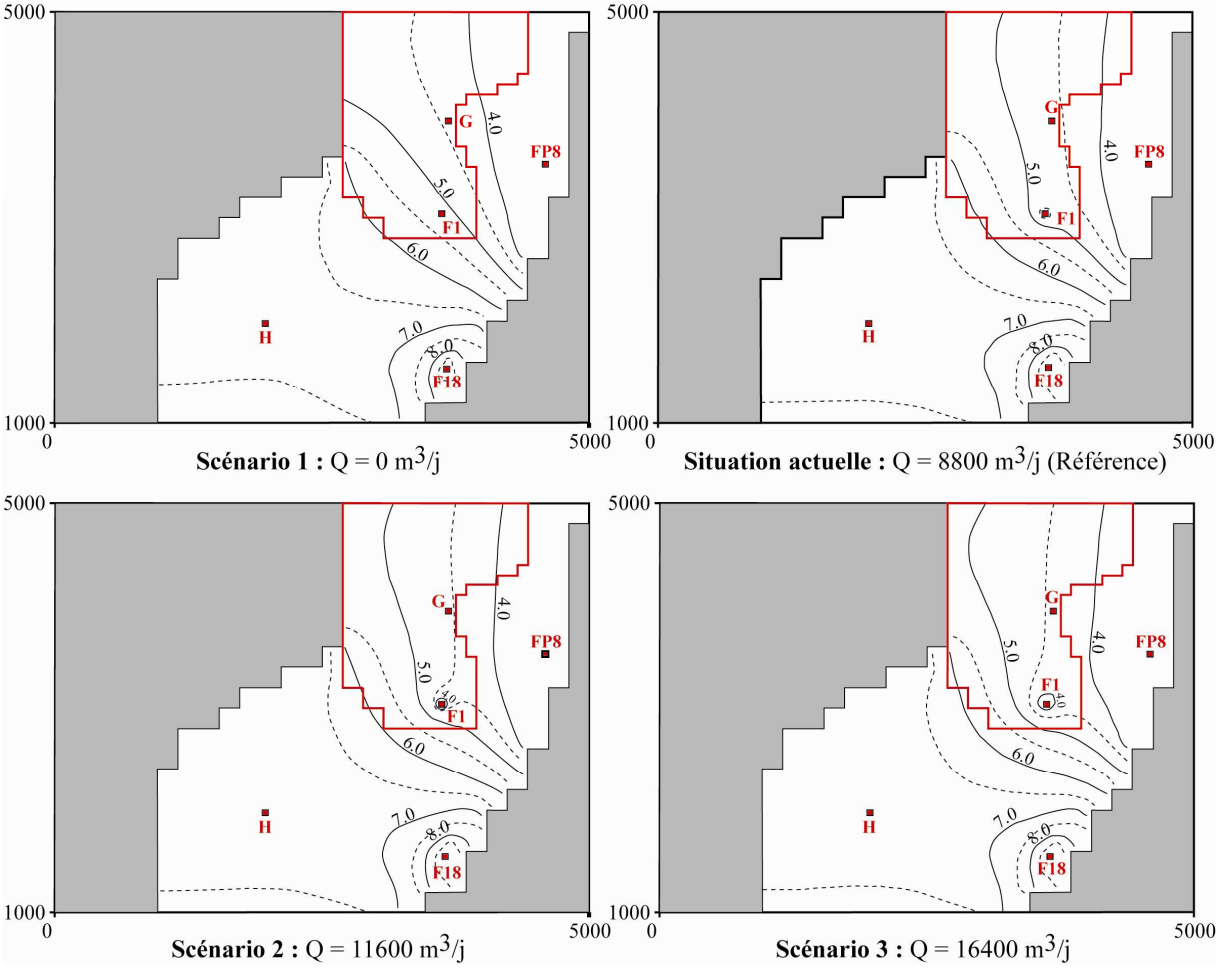


Figure IV - 27 : Carte piézométrique simulé du niveau 3 (sables) au jour j = 1504 (le 13/02/02) en fonction du débit Q : (a) Q = 0 m^3/jour, (b) Q = 8800 m^3/jour, (c) Q = 11600 m^3/jour, (d) Q = 16400 m^3/jour.

La différence entre les cartes piézométriques du scénario 1 « sans pompage » et les cartes piézométriques de la « situation actuelle » de la nappe des sables (Figure IV - 27) et de la tourbe (Figure IV - 28) est relativement faible. Lorsque le débit Q augmente, les isopièzes se resserrent et sont concentriques autour de F_1 et on observe clairement l'extension et l'approfondissement du cône de rabattement dans l'aquifère des sables. Au droit du forage F_1, le rabattement de la nappe des sables est de 1.14 m, 1.49 m et 2.12 m pour un débit pompé de 8800, 11600 et 16400 m^3/jour respectivement.

Dans la nappe de la tourbe, la direction générale NW-SE des flux est parallèle à celle de la nappe des sables (Figure IV - 28). Dans la zone amont du modèle, le resserrement des isopièzes indique des gradients hydrauliques plus élevés alors que dans la zone aval, dans la zone humide interne, l'espacement des isopièzes indique une surface libre plane et s'écoulant

lentement. Dans la zone amont et sur la rive droite amont de *l'Holerotte,* les isopièzes sont perturbées par les effets de bord. En effet, les contrastes de perméabilités sur les bords de la tourbière dans le modèle impliquent un resserrement localisé des isopièzes. Cet effet se dissipe rapidement permettant une interprétation de la carte piézométrique dans la partie interne du modèle. La modification des isopièzes de la nappe de la tourbe autour de F_1 est clairement observée ainsi qu'une diminution générale du niveau de la nappe. Au droit de F_1, le rabattement de la nappe de la tourbe est de 1.10 m, 1.45 m et 2.07 m pour un débit pompé de 8800, 11600 et 16400 m^3/jour respectivement. Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles observées dans les sables. En P_{S1} (Figure IV - 21), le rabattement dans la tourbe est équivalent à celui des sables avec 0.74, 0.97 et 1.37 m pour un débit pompé de 8800, 11600 et 16400 m^3/jour respectivement.

Le rabattement est relativement faible pour un aquifère dont la puissance peut atteindre 80 m mais il se répercute directement sur la nappe de la tourbe. A l'échelle de la nappe de la tourbe un rabattement de l'ordre du mètre est loin d'être négligeable. Dans la nappe de la tourbe, les conditions hydrologiques sont dites "critiques" quand la surface libre descend sous la profondeur de 80 cm sous le niveau du sol. Un rabattement de l'ordre de 74 cm à 1.37 m est loin d'être négligeable pour la nappe de la tourbe alors qu'il est relativement faible pour l'aquifère des sables.

3.2 Le fonctionnement de la tourbe

Les chroniques simulées en F_1 en fonction du débit Q montrent un abaissement de la nappe de la tourbe (Figure IV - 29). La Figure IV - 28 montre que cette baisse de la surface libre est générale sur l'ensemble de la zone humide tourbeuse ce qui a pour conséquence l'accroissement des zones et des durées où le niveau est inférieur à 80 cm de profondeur. La charge hydraulique au droit de F_1 (Figure IV - 29) montre clairement une diminution du niveau de la nappe et une augmentation de la durée et de la fréquence des périodes où la surface libre est au dessous de la limite critique d'assèchement de la tourbe. Quand il n'y a pas de pompage (Scénario 1), la surface libre n'atteint pas cette limite à 5.3 m en F_1 sur le site S. Quand l'aquifère des sables est exploité, la surface libre descend au-dessous de la limite "critique" pendant 850 jours pour un débit de 8800 m^3/jour (référence), 1092 jours pour un débit de 11600 m^3/jour (scénario 2) et 1650 jours pour un débit d'exploitation de 16400 m^3/jour (scénario 3) sur les 2800 jours simulés soit respectivement 30 %, 39 % et 59 % du temps où la surface libre est inférieure au niveau "critique".

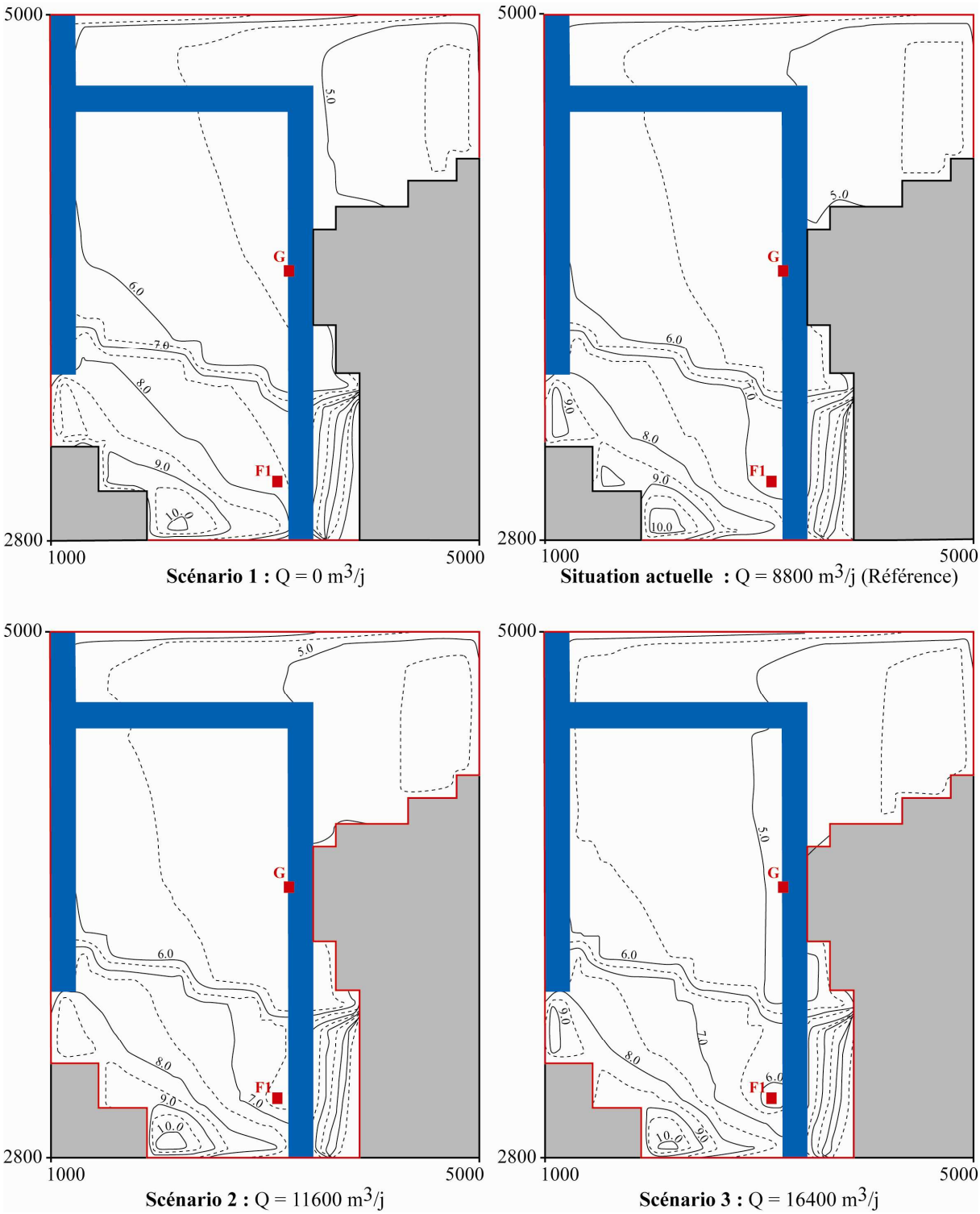


Figure IV - 28 : Carte piézométrique simulée du niveau 1 (la nappe de la tourbe) du modèle au jour j = 1504 (le 13/02/02) en fonction du débit Q : (a) Q = 0 m^3/jour, (b) Q = 8800 m^3/jour, (c) Q = 11600 m^3/jour, (d) Q = 16400 m^3/jour.

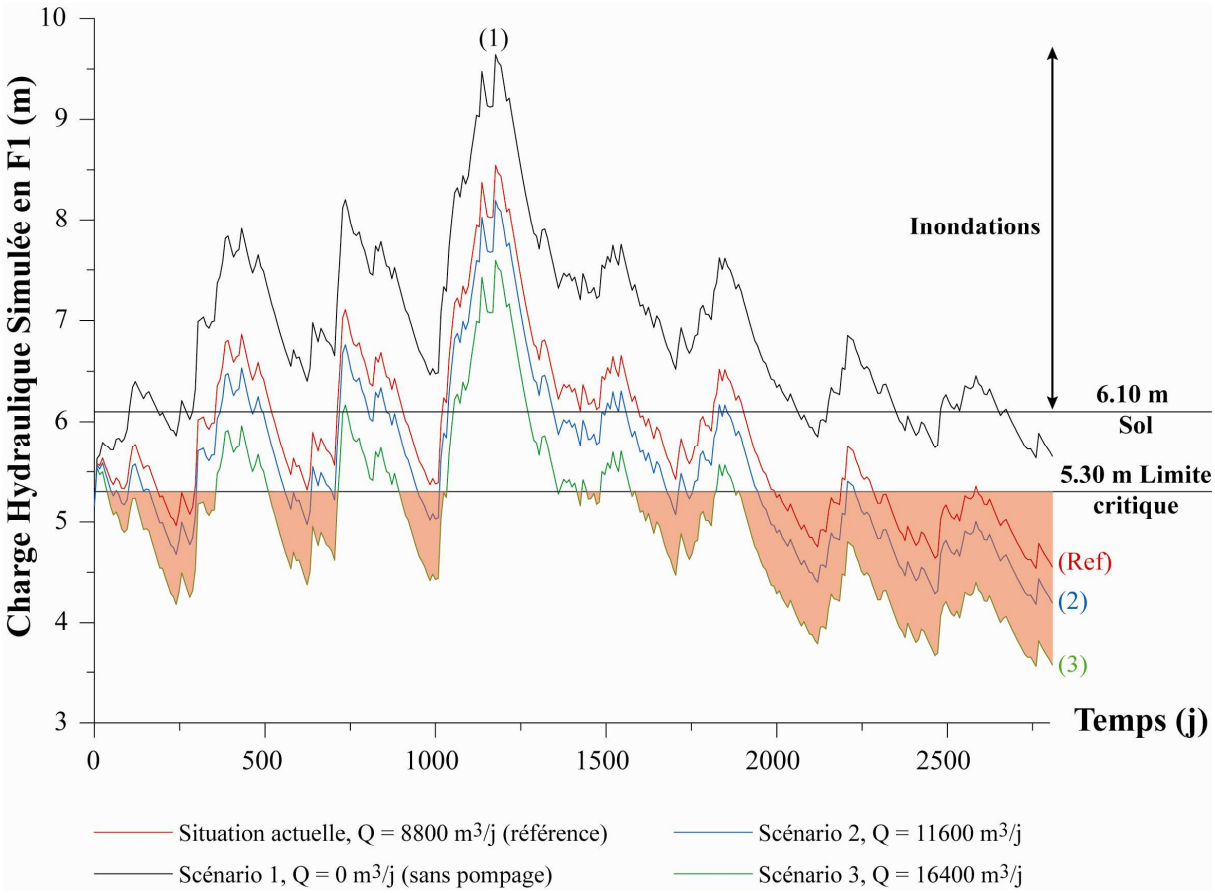


Figure IV - 29 : Chronique simulée de la tourbe en F_1 (site S) en fonction du débit Q d'exploitation de l'aquifère.

La direction des flux est également modifiée sous l'effet du pompage. Les chroniques piézométriques simulées selon le scénario 1 sans pompage montrent que les flux convergent vers la rivière (Figure IV - 30). En augmentant le débit pompé en F_1, la surface libre de la tourbe s'abaisse globalement sur tout le modèle et de façon plus marquée autour de F_1. Les flux d'eau souterraine dans la nappe de la tourbe convergent alors vers F_1. Localement, entre F_1 et la rivière, les flux ont été inversés sous l'effet du pompage.

Les interactions tourbe-rivière sont modifiées sous l'effet du pompage. Généralement dans des systèmes naturels en milieu tempéré les rivières sont des exutoires et drainent les nappes superficielles [Bradley, 2002; Burt et al., 2002]. La simulation du scénario 1 (Figure IV - 30) montre que le niveau de la rivière *Holerotte* reste sous le niveau de la nappe de la tourbe et témoigne alors que dans le cas où l'aquifère des sables n'est pas exploité les relations hydrologiques tourbe – rivière sont celles d'un système naturel classique. En activant le pompage en F_1 (Scénarios 1, 2 et 3), les simulations montrent un abaissement général du niveau de la nappe. L'abaissement est maximum en F_1 et la surface libre de la tourbe en F_1 est inférieure au niveau de la rivière. Dans le cas du fonctionnement actuel (Référence), on

distingue 6 évènements *a*, *b*, *c*, *d*, *e* et *f* (Figure IV - 30) où les flux horizontaux au sein de la tourbe se font localement dans le sens rivière – tourbe. Les évènements *a*, *b*, *c* et d sont courts, ne dépassent pas les 100 jours et correspondent à des périodes de fin de basses eaux. Les évènements *e* et *f* sont plus longs, respectivement 223 et 559 jours, et correspondent à la période 2003-2005 de déficit pluviométrique. Quand le débit Q augmente, la durée et la fréquence des évènements où la rivière est une source pour la tourbe augmentent. Pour le scénario 2, la durée des évènements *a*, *b*, *c* et *d* est accrue, les évènements *e* et *f* n'en forment plus qu'un *ef* de 890 jours, un court évènement supplémentaire *g* apparaît en fin de basses eaux. Le scénario 3 simule 6 évènements : les évènements *a* et *b* n'en forment plus qu'un *ab ;* *c*, *d* et *g* durent chacun plus de 160 jours ; la durée de *ef* est de 950 jours et en quasi continuité avec *g*, un évènement supplémentaire *h* est venu s'intercaler. Au total sur 2800 jours de simulation, des flux de la tourbe vers la rivière sont observables sur près de 2060 jours.

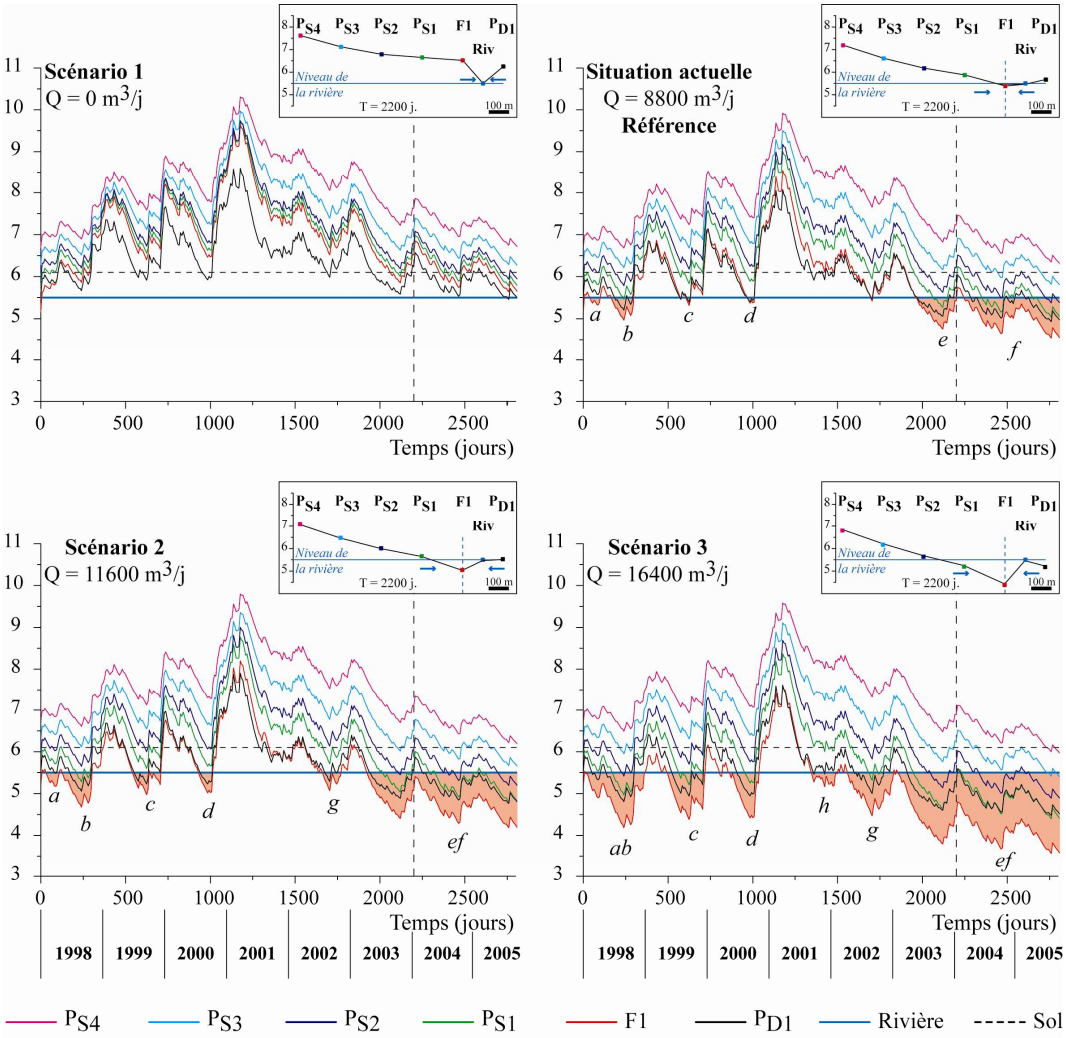


Figure IV - 30 : Charge hydraulique simulée (m) sur les piézomètres P_{S1}, P_{S2}, P_{S3}, P_{S4}, P_{D1} et sur le forage F_1 dans La zone humide tourbeuse en fonction des différents débits Q : (a) Q = 0 m³/jour, (b) Q = 8800 m³/jour, (c) Q = 11600 m³/jour, (d) Q = 16400 m³/jour

Les flux venant de la rivière ne se propagent pas au sein de la tourbière quand le débit augmente. Ils restent localisés autour du forage F_1. Le gradient rivière – tourbe s'accroît avec le débit de pompage impliquant des flux plus rapides et plus importants localement. Cependant, dans notre modèle, le niveau de la rivière est statique au cours du temps ce qui ne permet pas de conclure sur ce point.

4. Des flux verticaux ascendants

La surface libre de la nappe de la tourbe a une limite supérieure liée à la topographie. En effet, lorsque le niveau de la surface libre dépasse la surface du sol, les écoulements deviennent libres et la zone est inondée (Figure IV - 29). Le niveau de l'eau peut augmenter au-dessus du sol mais rarement de plus de quelques décimètres et les propriétés d'écoulements sont très différentes. Le modèle *Modflow* ne gère pas les écoulements libres, il ne permet pas de fixer une limite supérieure à la nappe de la tourbe. La charge hydraulique simulée de la surface libre peut augmenter au-dessus de la surface topographique. Les simulations montrent qu'elle peut atteindre plus de 9.50 m soit plus de 3.50 m au-dessus du sol.

La côte du sol sur le site S à 6.10 m fixe la limite supérieure de la nappe de la tourbe. Les simulations au cours des différents scénarios (Figure IV - 31 et IV - 34) montrent que la piézométrie des sables est toujours inférieure à celle de la tourbe (§ 7.2). Les flux entre la nappe de la tourbe et celle des sables sont toujours verticaux descendants. Cependant en considérant cette limite supérieure à 6.10 m, on observe au cours du scénario 1 sans pompage une courte période en hautes eaux (en grisé, Figure IV - 31) où la charge hydraulique des sables est supérieure à 6.10 m et donc supérieure à celle de la tourbe. Les flux entre l'aquifère et la tourbière seraient ascendants, l'aquifère des sables soutiendrait la nappe de la tourbe en hautes eaux quand la nappe sous-jacente n'est pas exploitée.

A quelques kilomètres vers l'ouest de l'aquifère de Sainteny, dans la vallée de l'Ay, dans un contexte géologique similaire où une tourbière repose sur l'aquifère exploité de Lessay, des directions de flux ascendants ont été observées [Tortrat, 2001] en hautes eaux. L'aquifère des sables soutient la nappe de la tourbe (Figure II - 10).

Sur le site S, la topographie varie autour de 4 m NGF. Le suivi piézométrique des sables depuis 1998 (Figure IV - 32) montre qu'en F_1 le niveau n'a jamais atteint cette côte. Il est donc peu probable que sur ce site au cours de la période 1998-2005 il y ait eu des flux verticaux ascendants des sables vers la tourbe. Ceci est en accord avec les résultats de la simulation de référence (Figure IV - 31b). La simulation avec une recharge accrue de 50 %

(Figure IV - 31c) montre que cela ne suffit pas à créer les conditions nécessaires pour avoir des flux ascendants des sables vers la tourbe. Par contre dans le cas d'un arrêt du pompage (Figure IV - 31a), on identifie une courte période en hautes eaux où les flux sont ascendants.

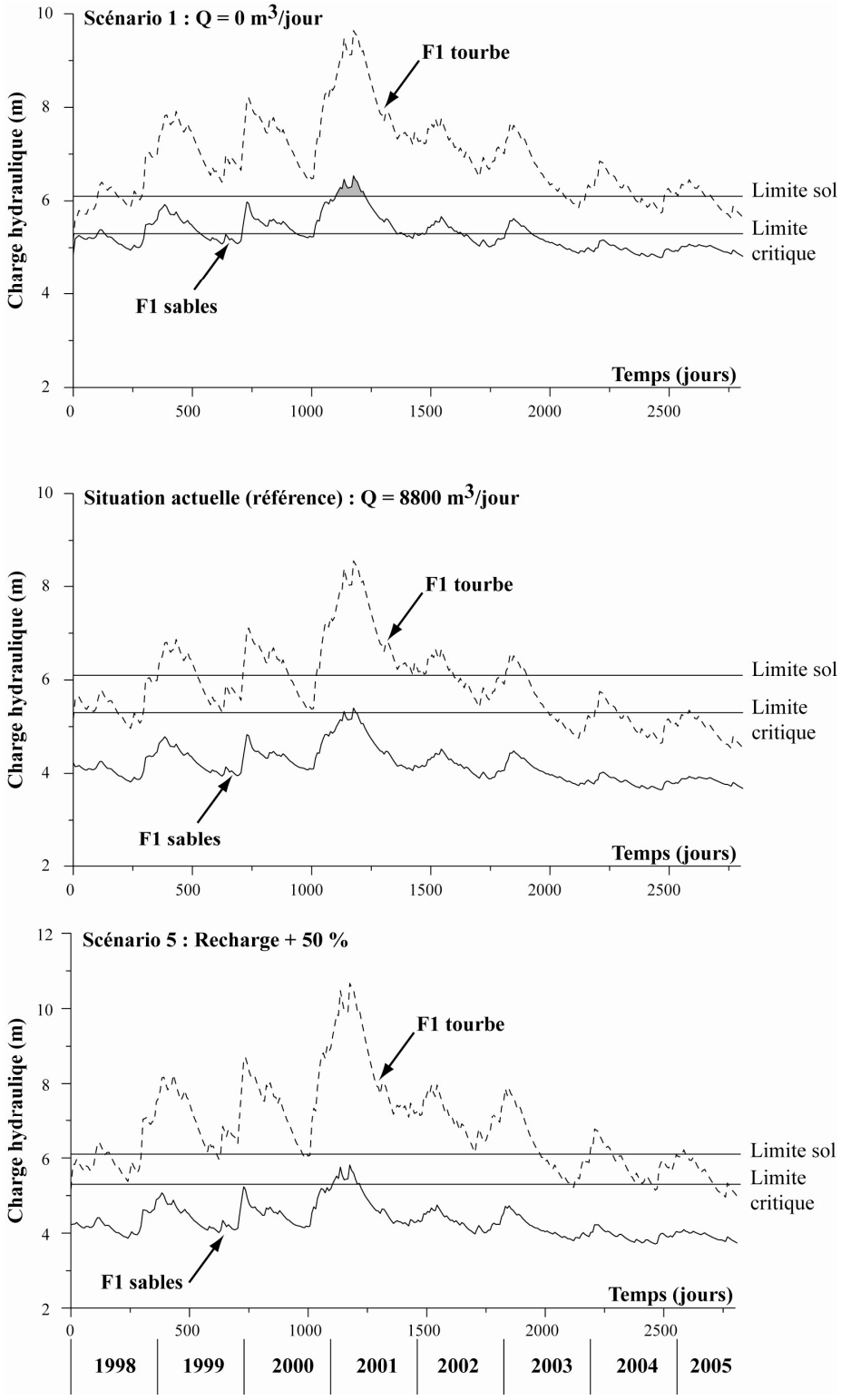


Figure IV - 31 : Simulation de la charge hydraulique des sables (ligne pleine) et de la tourbe (ligne tiretée) dans le forage F_1 dans des conditions variables : pas de pompage (a), situation actuelle (b), recharge accrue (c)

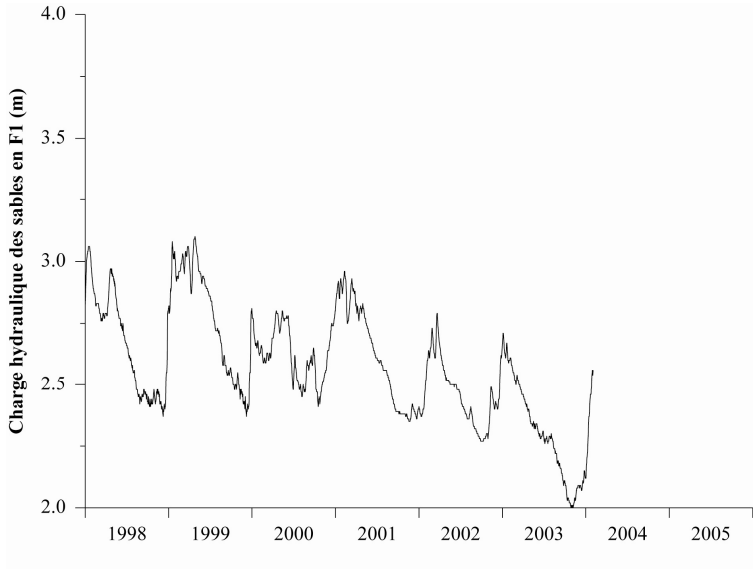


Figure IV - 32 : Variation de la piézométrie de la nappe des sables en F_1

Ces résultats montrent qu'aucun flux ascendant n'est observé entre les sables et la tourbe entre 1998 et 2005 ce qui est bien reproduit par le scénario de référence. Cependant il apparaît qu'en l'absence de pompage, en hautes eaux, l'aquifère des sables soutient la nappe de la tourbe et empêche un flux sortant descendant modifiant ainsi les composantes du bilan hydrologique.

5. L'influence de la rivière

Compte tenu des observations faites au cours de l'étude hydrogéologique et du fait que le niveau de la rivière ne varie pas dans notre modèle, on s'attend à ce que l'influence de la rivière soit maximum en basses eaux et à proximité de la rivière.

Les résultats des simulations du scénario 6 sans la rivière *Holerotte* dans la zone tourbeuse et ceux du scénario de référence sont présentés pour les piézomètres S_7 et F_1 (Figure IV - 33) :

- S_7 car il représente un point éloigné de la rivière où l'influence de celle-ci est supposée minimum ;
- F_1 parce qu'il est à proximité de la rivière et qu'il représente le point de plus faible charge hydraulique.

La superposition des courbes simulées du scénario 6 sans rivière et celles du scénario de référence illustre clairement que la rivière ne joue aucun rôle dans le soutien de la nappe de la tourbe. La piézométrie de la nappe de la tourbe évolue indépendamment du niveau de la rivière.

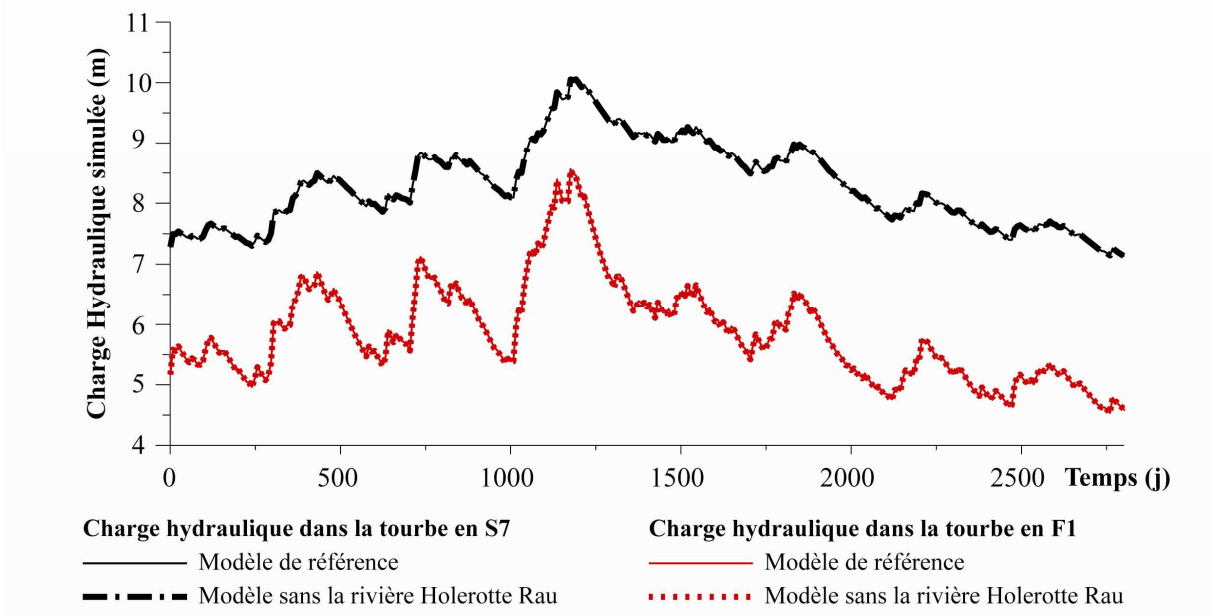


Figure IV - 33 : Résultats de simulation du scénario de référence et du scénario 6 sur les piézomètres S_7 et F_1

6. La sensibilité de la nappe de la tourbe à une modification de la recharge

Le scénario de référence 1998-2005 (Figure IV - 30b) montre clairement que sur la période 1998-2002 où les précipitations annuelles sont importantes, la rivière draine la plus grande partie du temps la nappe de la tourbe. Seuls quelques évènements de courte durée (*a*, *b*, *c* et *d*) et en fin de période de basses eaux montrent des flux rivière – tourbe. Par contre, pendant la période étudiée 2003 – 2005 où les précipitations annuelles sont déficitaires, les flux horizontaux sont principalement dans le sens rivière – tourbe. Cette simulation montre l'influence nette de la recharge sur l'évolution piézométrique de la nappe de la tourbe et sur son fonctionnement notamment les relations tourbe – rivière.

En diminuant la recharge de 50 % (Scénario 4) et en augmentant la recharge de 50% (Scénario 5), on observe clairement (Figure IV - 34) que la charge hydraulique simulée est minimum dans le cas du scénario 4 et maximum dans le cas du scénario 5. Cette modification de la charge hydraulique de la tourbe est due à une cause directe : une modification de la recharge change le volume d'eau entrant directement dans la zone humide ; et à une cause indirecte : une modification de la recharge change le charge hydraulique des sables sous jacents. La piézométrie des sables varie assez peu en fonction des différents scénarios de recharge (Figure IV - 34). Précédemment on a pu mettre en évidence qu'une translation donnée de la nappe des sables se manifestait par une translation parallèle et de même grandeur de la nappe de la tourbe. La modification de la recharge influence le niveau de la surface libre principalement en modifiant le niveau d'eau entrant directement dans la tourbe plutôt qu'en

modifiant le niveau de base des sables. Cependant, la bordure-est est une condition-limite de charge constante imposée par la piézométrie observée de la nappe. Or lorsqu'on modifie la recharge, cette condition-limite n'est pas modifiée alors qu'il est évident que l'augmentation de la recharge implique une augmentation globale du niveau piézométrique des sables et inversement. Dans notre modèle, la modification de la recharge n'est pas retransmise sur les piézomètres F_{18}, E, B, K et P_{12} ce qui implique que la variation piézométrique des sables modifiée par la modification de la recharge est tamponnée dans notre modèle.

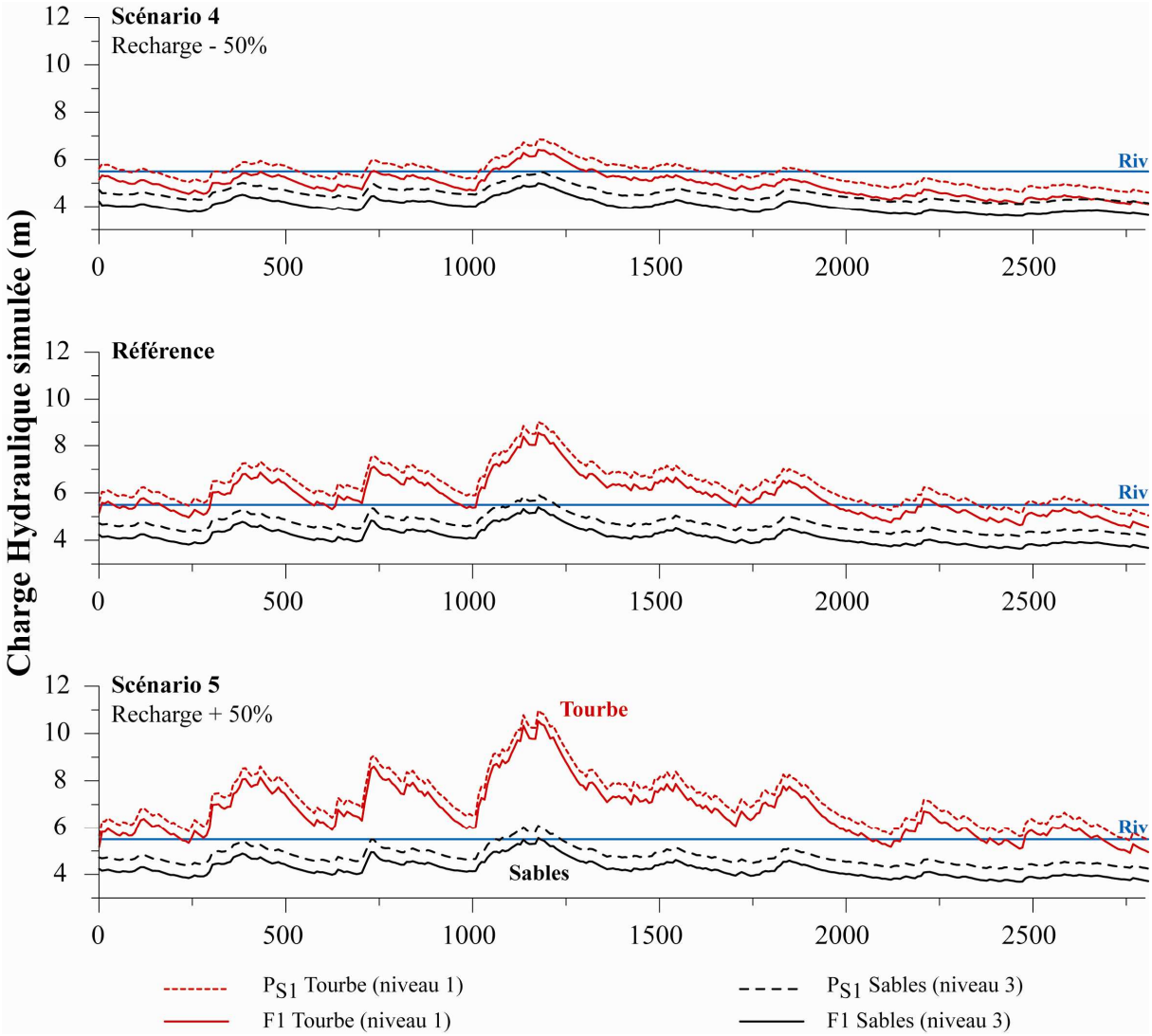


Figure IV - 34 : Charge hydraulique simulée en P_{S1} et P_{F1} dans la tourbe (niveau 1) et les sables (niveau 3) pour des scénarios de recharge différents : (a) Recharge 1998-2005 diminuée de 50%, (b) Recharge 1998-2005, (c) Recharge 1998-2005 augmentée de 50%

7. Influence de la tourbe sur la nappe des sables

Il a été clairement mis en évidence à travers l'étude de terrain et la modélisation hydrogéologique que la nappe des sables contrôle le niveau piézométrique de la nappe de la

tourbe. Cependant dans quelle mesure la piézométrie de la nappe des sables est-elle influencée par celle de la tourbe ?

En simulant, les scénarios 7 et 8 où la recharge s'accroît ou diminue seulement sur la zone humide tourbeuse délimitée sur la figure IV - 7a, on va pouvoir apprécier la réactivité de la piézométrie des sables à celle de la tourbe.

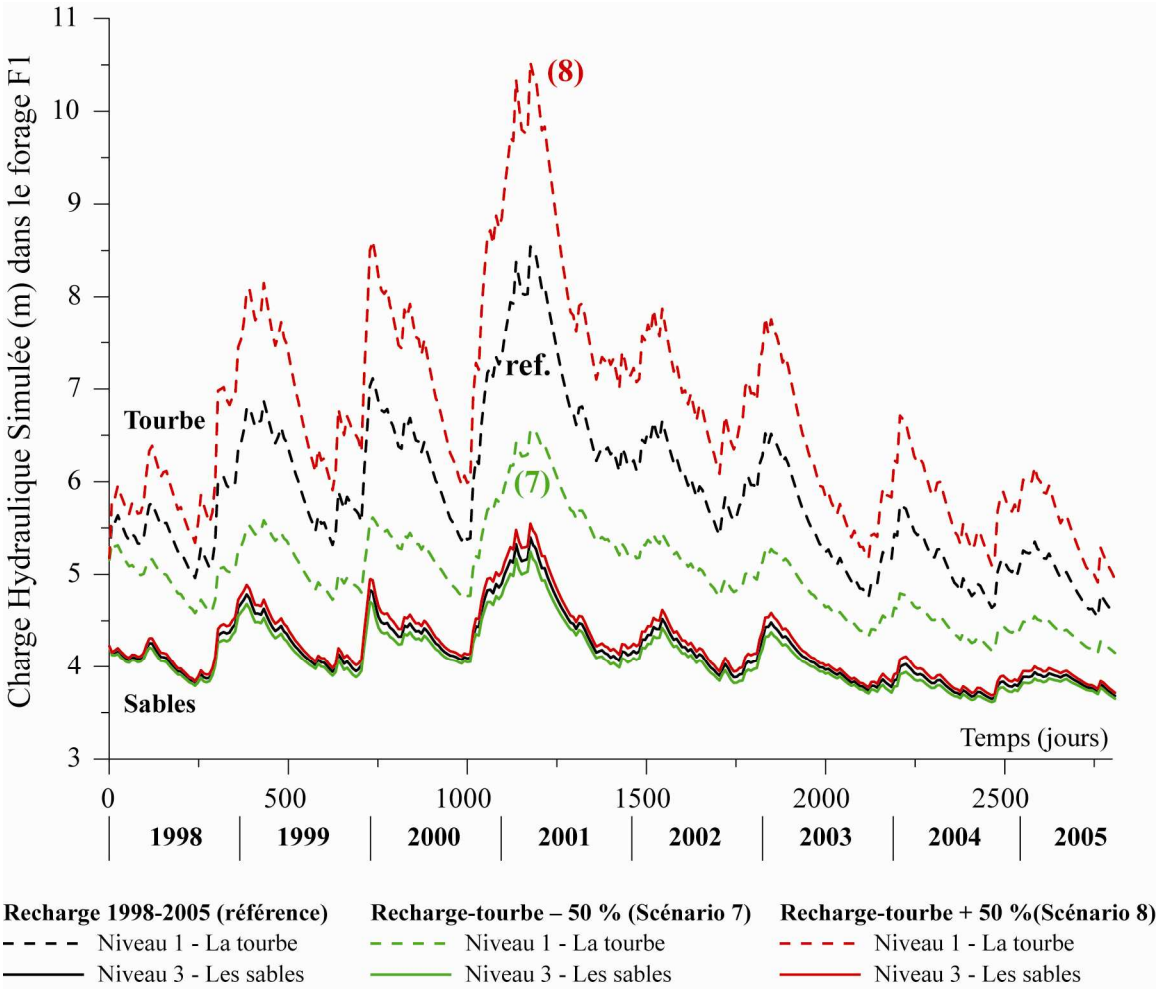


Figure IV - 35 : Charge hydraulique simulée en F_1 pour une recharge modifiée uniquement sur la surface de la zone tourbeuse.

La modification de la recharge sur la nappe de la tourbe implique une variation sur sa piézométrie (Figure IV - 35). L'élévation ou la diminution de la surface libre de la tourbe conduit à une augmentation ou une baisse des flux transitant de la tourbe vers les sables pouvant conduire à une réponse de la nappe des sables. La Figure IV - 35 montre que sur les trois simulations (scénario référence, 7 et 8), la piézométrie des sables est peu différente d'une simulation à l'autre. L'écart entre les simulations est à peine de quelques centimètres alors que cet écart sur les simulations de la nappe de la tourbe peut atteindre près de 2 m. Cela met en évidence que la nappe des sables est peu sensible aux variations éventuelles de la nappe de

la tourbe. Cependant les contraintes de charge imposée sur la bordure-est implique que la piézométrie ne varie pas en P_{18}, E, B, P_{12} et K avec la recharge. Ce phénomène a tendance à amortir la réactivité de la nappe des sables à une modification des flux entrant ou sortant.

8. Les limites du modèle

Les différentes simulations envisagées ont permis de mettre en évidence plusieurs processus hydrologiques du fonctionnement de la zone humide tourbeuse. Cependant la construction même du modèle implique quelques restrictions quant à l'interprétation et aux possibilités offertes par ce modèle.

L'objectif était de modéliser le fonctionnement hydrogéologique de la nappe de la tourbe en fonction de l'état de la nappe des sables. Cependant, la différence de taille des deux aquifères a imposé de modéliser une partie seulement de l'aquifère des sables. Les conditions-limites du modèle sont des limites hydrogéologiques au sud et à l'ouest mais à l'est il s'agit d'une limite artificielle définie par des conditions de charge imposée. Cette condition-limite impose la plus forte contrainte au modèle. Tout d'abord elle nécessite de connaître l'état de la nappe des sables en F_{18}, E, B, P_{12} et K pour chaque période simulée ainsi que la recharge correspondante. Dans le cas des scénarios où la recharge et/ou le pompage sont modifiés, la condition-limite de charge imposée pose implicitement l'hypothèse que quel que soit le scénario envisagé, la piézométrie de la nappe en F_{18}, E, B, P_{12} et K ne sera pas influencée. Dans le cas du forage F_1, on a pu voir que le cône de rabattement dans les sables était relativement plat permettant ainsi de considérer la variation piézométrique en P_{18}, E, B, P_{12} et K négligeable quand le débit d'exploitation Q est modifié. Concernant la recharge, l'hypothèse est loin d'être validée compte tenu du fait qu'il est évident qu'un accroissement de la recharge conduit à une élévation générale du niveau de la nappe et inversement lorsque la recharge diminue. Or dans notre modèle, l'élévation de la nappe des sables ne peut se faire qu'à l'intérieur des limites du modèle et ne varie pas sur cette bordure est.

La bordure-est définie comme un limite à charge imposée constitue une limite et une contrainte du modèle : une contrainte parce qu'elle nécessite de connaître l'état de la nappe des sables, une limite parce qu'en envisageant une modification des données d'entrée (recharge, pompage) le modèle ne permet pas une variabilité de la nappe sur cette bordure. Plusieurs études hydrogéologiques ont été menées sur l'aquifère sableux de Sainteny-Marchesieux, notamment une étude hydrogéologique de modélisation numérique 3D de cet aquifère [Sogreah Praud, 2001]. Pour s'affranchir de ce problème de limite "fixée" sur la bordure-est, le modèle Sogreah pourrait être utilisé pour caractériser l'état de la nappe des

sables en fonction des scénarios envisagés et les résultats des simulations serviraient de données d'entrées au modèle de simulation de la tourbière. Cependant, l'emboîtement de modèles en modélisation hydrogéologique n'est pas une bonne approche, les erreurs se somment et s'amplifient. En modélisant le système aux limites physiques réelles de l'aquifère des sables, il n'y aura plus de conditions de « limite fixe ». Un maillage irrégulier de type « écossais » permettrait d'augmenter la taille des mailles dans les zones lointaines nécessitant d'estimer les paramètres dans les zones peu connues mais permettant au modèle d'évoluer en fonction des données d'entrée (recharge, débit de pompage) plutôt que contraint par les conditions-limites.

Dans la modélisation de la zone humide, la surface libre peut dépasser plus ou moins longtemps la surface topographique modifiant ainsi la nature des écoulements et les caractéristiques de l'évapotranspiration. Les écoulements dans une zone humide peuvent être représentés comme une lame d'eau s'écoulant sur une zone végétalisée mais les circulations sont souvent dominées par un réseau de drainage (fossés) dessinant des chenaux préférentiels de circulation [Restrepo et al., 1998]. *Modflow* est un modèle hydrologique qui décrit les écoulements souterrains en milieu poreux. Dès lors que la surface libre dépasse la topographie, les écoulements deviennent libres et ne répondent plus du tout aux conditions de flux définis dans le modèle. Comme on a pu le décrire dans le paragraphe 4 du chapitre 2, il n'est pas possible d'imposer une limite supérieure à la nappe de la tourbe dépendant de la topographie. Les simulations ont montré des valeurs élevées de la piézométrie de la tourbe qui ne répondent pas aux données observées sur le terrain. La période étudiée 2003-2005 dues à des précipitations annuelles faibles a la particularité de ne pas avoir de période d'inondation ce qui valide notre modèle hydrogéologique. Cependant dans le cas d'inondations, il faudrait envisager l'utilisation d'un module complémentaire prenant en compte les écoulements de surface comme celui développé par Restrepo et al. [1998]. Il faut ajouter également que dans des conditions de flux souterrains la recharge n'est pas estimée de la même manière que dans le cas de flux de surface. Dans notre étude, la recharge a été évaluée à partir d'un bilan hydrologique avec une réserve utile de 100 mm compte tenu du fait que la surface libre était au-dessous de la surface du sol. Dans une zone inondée, la disponibilité de l'eau n'est plus un facteur limitant [Ingram, 1983; Lafleur and Roulet, 1992], l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle modifiant ainsi l'estimation de la recharge. Il faudrait alors intégrer une estimation de recharge variable dépendant de la côte de la surface libre.

Une autre limitation du modèle est la représentation de la tourbe comme une couche homogène (de perméabilité constante) et d'épaisseur constante, ce qui n'est absolument pas le cas. Les mesures de terrain (Figure II - 8) ont clairement montré que la conductivité hydraulique variait dans l'espace mais surtout avec la profondeur. A cela, il faut ajouter la forme du niveau de tourbe. Les sondages réalisés au cours de l'installation des piézomètres ont montré une épaisseur variable de la tourbe avec une forme générale en cuvette (Figure I - 8 et I - 9). Ce paramètre apparaît cependant mineur compte tenu que l'analyse de sensibilité a montré que le modèle variait peu à une modification de ce paramètre à l'échelle globale de la tourbière. Dans le cas de modélisation de tourbière à plus petite échelle, ce paramètre prendrait une tout autre importance.

9. Conclusion

Les différents scénarios envisagés ont permis de tester la sensibilité de la tourbière à une exploitation variable de l'aquifère des sables et une recharge modifiée. Les résultats obtenus ont mis clairement en évidence que les conditions critiques de la tourbière observée entre 2003 et 2005 sont la résultante d'une exploitation de l'aquifère et d'une période marquée par un déficit piézométrique. Il est également clairement montré que bien que le cône de rabattement des sables soit faible à l'échelle de l'aquifère des sables il est loin d'être négligeable à l'échelle de la nappe de la tourbe. Les simulations montrent que l'exploitation de la nappe des sables a modifié le fonctionnement hydrologique de la zone humide.

RESUME ET CONCLUSION

Les objectifs de ce travail de modélisation étaient d'améliorer la compréhension des interactions hydrogéologiques de la zone humide tourbeuse avec l'aquifère des sables sous-jacent dans le but d'en faire un outil d'aide à la gestion pour la préservation et la protection de cet écosystème.

A partir du modèle conceptuel, un modèle numérique hydrogéologique à 3 dimensions avec le code *Modflow* a été construit. La calibration en régime permanent a permis de fixer la perméabilité des sables à 8 10^{-4} m.s^{-1} et le régime transitoire a permis de calibrer la perméabilité des argiles et les paramètres de stockage des différents aquifères. La calibration a révélé que les valeurs absolues des charges hydrauliques observées n'étaient pas reproductibles. La définition des conditions aux limites du modèle impose un biais systématique des valeurs simulées de 2.10 m et 1.40 m sur le site S et sur le site G respectivement par rapport aux valeurs observées. Cependant le modèle simule efficacement les différents processus hydrogéologiques décrits dans le modèle conceptuel :

- un cône de rabattement dans les sables peu marqué et relativement plat ;
- des flux verticaux descendants de la nappe de la tourbe vers celle des sables ;
- la rivière *Holerotte* alimente la nappe de la tourbe localement ;
- les flux horizontaux au sein de la tourbe s'inversent localement entre hautes eaux et basses eaux autour de la rivière ;
- les périodes simulées où le niveau de la surface libre de la tourbe est supérieur à 80 cm de profondeur sont en adéquation avec celles observées ;
- le bilan hydrologique simulé correspond en proportion au bilan hydrologique observé.

Ces résultats confortent la validité de notre modèle et nous ont permis d'envisager différents scénarios.

Le modèle de référence simule la période 1998-2005 où se succèdent une séquence d'années de fortes précipitations 1998-2002 et une séquence d'années ayant un déficit pluviométrique 2003-2005. A partir de ce modèle, différents scénarios de pompage, de recharge et de fonctionnement de la rivière ont été envisagés. Ces simulations ont clairement mis en évidence l'impact direct de l'exploitation de l'aquifère profond sur la nappe

superficielle de la tourbe. Le pompage influe sur le niveau moyen global de la surface libre et sur son fonctionnement notamment la direction des flux et les interactions tourbe-rivière.

En simulant un hydrosystème où le forage F_1 n'est pas exploité, le flux général dans la tourbe est SW-NE parallèle à celui des sables. La rivière draine la zone humide tourbeuse comme on le décrit généralement dans les systèmes naturels [Bradley, 2002; Burt et al., 2002]. L'exploitation du forage F_1 conduit à l'apparition d'un cône de rabattement dans les sables, transmis directement à la nappe de la tourbe. Le niveau de la surface libre de la tourbe diminue autant que la baisse enregistrée dans les sables. Localement elle s'abaisse sous le niveau de la rivière impliquant l'existence de flux de la rivière vers la tourbe. Ces flux quel que soit le débit Q pompé en F_1 sont localisés autour de la rivière et du forage F_1. Cependant ils ne contribuent pas à un éventuel soutien de la nappe de la tourbe par la rivière. Le niveau de la rivière et celui de la nappe de la tourbe semblent évoluer indépendamment l'un de l'autre. La continuité hydraulique du milieu implique l'existence de flux dans un sens ou dans l'autre mais qui restent négligeables par rapport à la recharge ou au flux vertical descendant de la tourbe vers les sables.

Une diminution de la recharge implique nécessairement une diminution du flux d'eau entrant dans la tourbe. Un accroissement du débit Q pompé en F_1 implique nécessairement une augmentation des flux sortant de la tourbière. Dans ces deux cas de figure, le niveau général de la surface libre s'abaisse. Les zones "critiques" où la surface libre est à une profondeur supérieure à 80 cm sont plus étendues et plus fréquentes. L'abaissement de la surface libre contribue également à accroître l'influence locale de la rivière. Les périodes où le niveau de la surface libre de la tourbe est inférieur à celui de la rivière sont plus longues. Les gradients tourbe – rivière sont accentués et contribuent à des débits plus importants transitant de la rivière vers la tourbe.

PARTIE V

SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

1. Les résultats majeurs

Trois approches ont été développées dans cette étude :

- Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière ;
- Etude des processus biogéochimiques ;
- Développement d'un outil de modélisation.

Elles ont permis de progresser dans la compréhension du fonctionnement global de la zone humide.

1.1 Approche hydrogéologique

L'étude de terrain et le bilan hydrologique ont montré que le substratum argileux de la tourbière n'est pas imperméable. Les perméabilités hydrauliques mesurées et calculées (10^{-7} – 10^{-8} $m.s^{-1}$) ne constituent pas une barrière hydraulique aux échanges d'eau souterraine entre la tourbe et les sables sous-jacents. Cette caractéristique majeure implique donc une continuité hydraulique entre la nappe superficielle de la tourbe et l'aquifère sableux sous-jacent.

Le niveau piézométrique des sables est inférieur à celui de la tourbe pendant la période 2003 – 2005. La circulation verticale est descendante, elle s'effectue de la nappe de la tourbe vers la nappe des sables. Ces flux dépendent du gradient vertical tourbe-sables et donc du niveau piézométrique des sables. Ils sont d'autant plus importants que le niveau des sables est bas, entre 2003 et 2005, période de déficit pluviométrique. Les flux transitant de la tourbe vers les sables représentent plus de 30 % des précipitations qui rechargent la nappe de la tourbe. Le fonctionnement hydrologique de la tourbière est contrôlé par celui de l'aquifère des sables et l'existence même de la tourbière est directement liée à la zone exutoire de l'aquifère des sables.

L'évolution des flux souterrains de l'aquifère, et plus précisément la variation du niveau piézométrique influence directement celui de la tourbière. L'aquifère de Sainteny-Marchesieux est exploité pour l'alimentation en eau potable. Le rabattement piézométrique dans l'aquifère des sables modifie les conditions hydrologiques de la nappe de la tourbe. L'abaissement piézométrique est tel que le niveau de la nappe de la tourbe devient inférieur à celui de la rivière. Le réseau de surface ne draine plus la zone humide mais l'alimente. Cependant, en termes de débit, les flux échangés restent négligeables.

1.2 Hydrochimie de la tourbière

L'approche hydrochimique développée dans cette étude a permis d'identifier et de caractériser les processus biogéochimiques au sein de la tourbière et de montrer à quel point ils étaient dépendants de son fonctionnement hydrologique.

La Figure V - 1 illustre les relations entre les conditions hydrologiques (niveau de la surface libre, vitesse de circulation des flux souterrains, connectivité avec la rivière), les conditions d'oxydoréduction du milieu et les processus biochimiques.

Le modèle hydrologique à deux couches décrit un horizon supérieur perméable, l'acrotelm, où les circulations sont rapides et un horizon inférieur peu perméable, le catotelm, où les vitesses de circulation sont beaucoup plus lentes. Cette distinction conditionne directement les caractéristiques oxydantes ou réductrices du milieu. **En basses eaux,** la nappe libre est essentiellement contenue dans le catotelm. A cette période les gradients horizontaux hydrauliques sont faibles. La circulation des flux souterrains est lente dans la nappe de la tourbe et ne permet pas un renouvellement des eaux. Des conditions modérément réductrices peuvent s'instaurer, elles favorisent un processus de dénitrification et une réduction des sulfates.

En hautes eaux, la surface libre s'élève dans l'acrotelm. Les perméabilités plus élevées, les gradients plus forts et les précipitations fréquentes qui rechargent la nappe instaurent des conditions oxydantes dans la nappe superficielle de la tourbe. Les concentrations en nitrates augmentent et de fortes productions de sulfates sont localisées dans les zones de forte désaturation de la tourbe (500 – 1200 $mg.L^{-1}$). En hautes eaux, les deux sites se distinguent particulièrement : par leur connectivité avec la rivière. (1) Lorsque la zone humide est déconnectée du réseau de surface, la tourbière n'est alimentée que par les eaux de pluie, les conditions réductrices se maintiennent en profondeur ainsi que les processus de dénitrification et de réduction des sulfates. (2) Lorsque la zone humide est connectée avec la rivière, bien que le débit soit négligeable, une entrée d'eau permanente se met en place. Cette alimentation empêche des conditions réductrices de s'instaurer. Les nitrates et les sulfates peuvent s'accumuler dans le milieu en l'absence d'exportation par les flux d'eau souterraine.

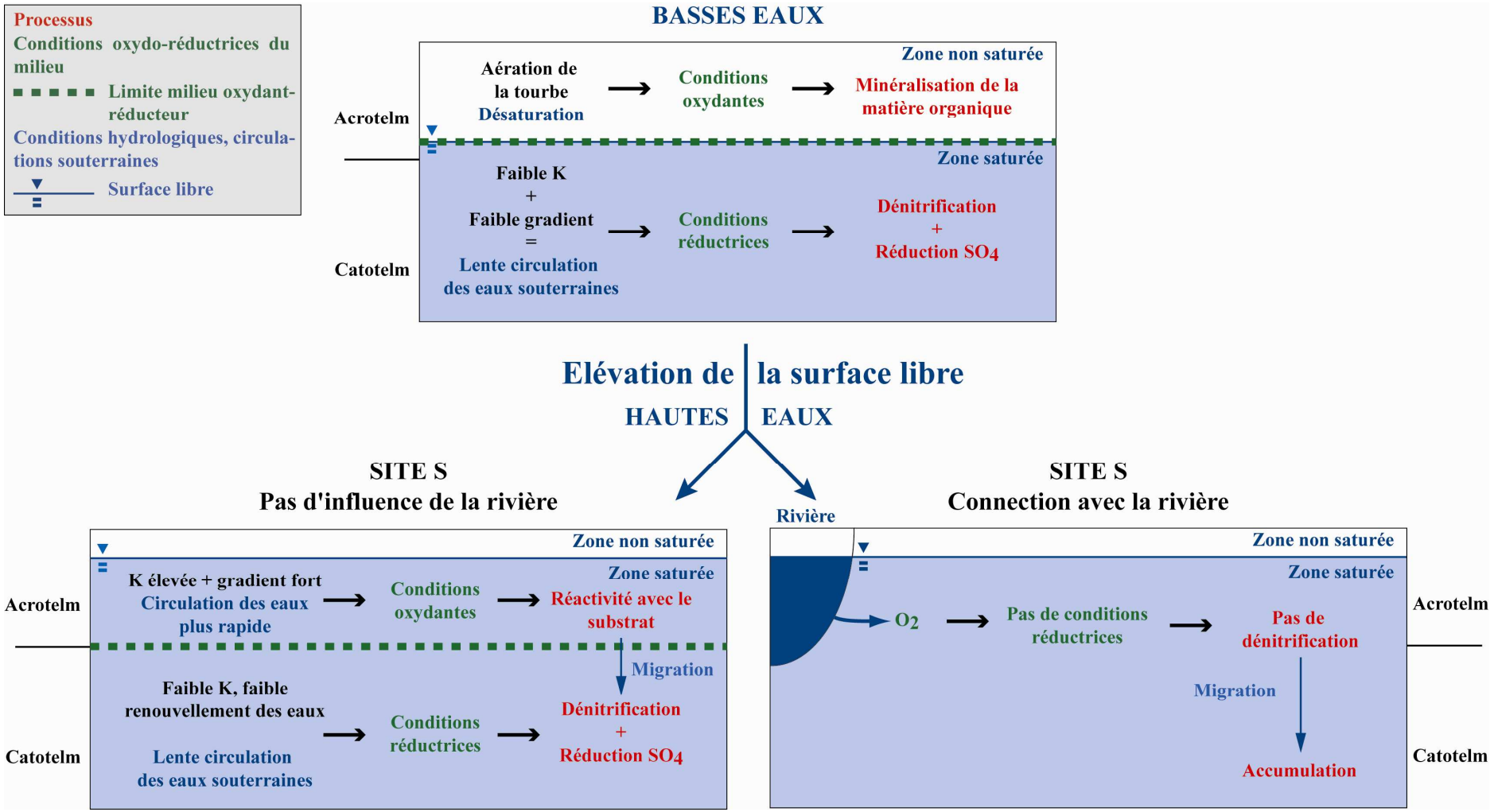


Figure V - 1 : Figure synthétique des relations entre les flux hydrologiques, les conditions redox du milieu et les processus engagés

La particularité chimique de cette zone humide est que la dénitrification est plus active en contexte de basses eaux. Ce processus est généralement décrit en hautes eaux. Cependant, les conditions hydrologiques :

- une absence de submersion hivernale,
- une perméabilité faible dans le catotelm,
- de faibles gradients horizontaux dans la tourbe en été,

empêchent l'installation de conditions réductrices en hiver et favorisent la dénitrification en basses eaux. Bien qu'il y ait de la dénitrification en basses eaux, elle est moins efficace car les nitrates ne sont pas complètement éliminés et restent présents dans le milieu.

1.3 Modélisation hydrogéologique

Le développement d'un modèle hydrogéologique a permis de simuler le fonctionnement hydrologique de la zone humide et d'apprécier la sensibilité de la tourbière aux effets du climat (variabilité de la recharge) et de la pression anthropique (variabilité du débit de pompage de l'aquifère).

La nappe de la tourbe et l'aquifère des sables sont connectés, l'exploitation de l'aquifère induit donc un rabattement dans les sables qui se répercute directement sur la nappe de la tourbe. La direction des flux est modifiée et le niveau piézométrique moyen de la tourbière s'abaisse. Les simulations ont permis de montrer que l'effet conjoint de faibles précipitations pendant la période 2003 – 2005 et de l'exploitation de l'aquifère affecte fortement le fonctionnement hydrologique de la zone humide :

- La surface libre de la nappe de la tourbe est abaissée à plus de 80 cm sous la surface du sol. Cette limite est le niveau minimum de la surface libre au-delà duquel le stress hydrique imposée à la tourbe affecte sa structure et ses propriétés [Laplace-Dolonde, 1994].

- La surface libre est abaissée en dessous du niveau de la rivière qui ne joue plus un rôle de drainance de la zone humide mais au contraire devient une source d'alimentation. En terme de débit, cette alimentation est négligeable mais elle a montré des conséquences importantes sur les caractéristiques hydrochimiques du milieu.

- En considérant une recharge plus importante et une absence de pompage, les simulations montrent la prédominance de flux ascendants des sables vers la tourbière antérieurement à l'exploitation de l'aquifère. La période 2003 – 2005 est déficitaire en précipitations. La zone humide est principalement alimentée par les précipitations et a montré au cours des simulations une sensibilité à l'évolution de la recharge.

- Les précipitations alimentent essentiellement la zone humide. Une diminution des précipitations abaisse nécessairement le niveau de la surface libre et conduit à une désaturation accentuée de la tourbe.

- En augmentant le débit du pompage, les simulations montrent que le rabattement engendré dans les sables se répercute directement sur la nappe de la tourbe. Ce rabattement est relativement faible pour la nappe des sables dont la puissance atteint près de 80 m mais est loin d'être négligeable dans une tourbière où une diminution de la surface libre de 80 cm sous le niveau du sol est critique pour le matériau tourbeux.

1.4 Origine des eaux de la tourbe

Actuellement les flux verticaux sont descendants entre la nappe de la tourbe et la nappe des sables. Cependant, les concentrations en Na, Cl et Ca ainsi que le pH indiquent clairement que la tourbière est minérotrophe avec un faciès carbonaté calcique et suggèrent que **la nappe de la tourbe a été alimentée auparavant par des flux venant des sables**. Les conditions hydrologiques actuelles ne permettent pas d'envisager de tels flux mais les résultats de la modélisation ont montré l'existence de flux ascendants sans pompage et avec une recharge élevée. Des travaux antérieurs, dans le même contexte (vallée de l'Ay, aquifère de Lessay, [Tortrat, 2001]) ont permis de caractériser pendant l'année 2001 (précipitations annuelles élevées) des flux descendants tourbe-sables à proximité de la station de pompage et des flux ascendants sables-tourbe sur un site éloigné en aval de la station. Les caractéristiques chimiques, la modélisation hydrogéologique et les observations de terrain sont concordantes avec l'hypothèse que la nappe des sables avant la mise en exploitation de la nappe soutenait la nappe de la tourbe. La tourbière ne repose pas sur un substratum imperméable mais la présence de l'aquifère, en alimentant la tourbe, a contrôlé son développement et son maintien jusqu'alors.

2. Dégradation de la tourbe

Les années observées, 2003 – 2005, sont des années particulièrement sèches avec de faibles précipitations. La recharge est limitée et les températures élevées augmentent le taux d'évapotranspiration. Si de telles conditions climatiques perduraient ou se répétaient fréquemment, elles pourraient grandement influencer le fonctionnement hydrologique et hydrochimique de la tourbière. Les conditions hydrologiques (notamment un horizon non saturé en permanence par absence de submersion), les caractéristiques hydrochimiques extrêmes en solution (SO_4, pH, etc.), les faibles valeurs du rapport C/N et les concentrations

élevées de la tourbe solide (Ca, Mg, Fe, Na) conduisent à s'interroger sur le devenir de la tourbe.

2.1 Modification de la structure de la tourbe

Le développement et le maintien des tourbières dépendent des conditions hydrologiques notamment de la fréquence et de la durée des périodes de submersion. La désaturation de la tourbe peut conduire à une modification de sa structure physique [Minkkinen and Laine, 1998; Holden and Burt, 2002b]. L'assèchement et la dessiccation de la tourbe conduisent à un abaissement de la topographie et à une modification de la macroporosité dans l'horizon supérieur [Minkkinen and Laine, 1998; Holden and Burt, 2002b]. A long terme les équilibres chimiques peuvent être affectés compte tenu de la relation qui existe entre la porosité de la tourbe et les processus biogéochimiques par l'intermédiaire de microsites [Pauwels et al., 1998; Parry et al., 1999; Casey et al., 2004]. L'accroissement de la macroporosité favorise l'expansion des microhabitats aérobies où la minéralisation de la tourbe est favorisée [Baldwin and Mitchell, 2000]. L'abaissement de la surface libre s'accompagne d'une diminution du taux d'humidité de la tourbe dans la zone non saturée qui influence également l'existence et la connectivité entre ces microsites [Luo et al., 1999]. Un assèchement et une dessiccation prononcée peuvent contribuer au développement d'un niveau hydrophobe qui réduirait la capacité d'infiltration et modifierait les écoulements de surface et de subsurface dans la zone humide [Evans et al., 1999; Holden and Burt, 2002a; Holden, 2003].

2.2 Minéralisation de la tourbe

Les rapports C/N mesurés sont faibles et traduisent un état de minéralisation de la tourbe. Dans des conditions de sécheresse, la désaturation prolongée de la tourbe peut conduire à une accroissement du taux de dégradation de la matière organique sous l'effet de différents facteurs : la température, la teneur en eau, l'activité microbienne et enzymatique, la teneur en oxygène, la nature du substrat organique, l'acidité du milieu [Clymo, 1965; Hogg et al., 1992; Bubier et al., 1993; Bubier, 1995; Christ and David, 1996; Freeman et al., 1997; Miyajima et al., 1997; Bergman et al., 1999; Leirós et al., 1999; Baldwin and Mitchell, 2000; Bridgham and Richardson, 2003; Freeman et al., 2004; Fenner et al., 2005; Chow, 2006]. Les pH acides limitent l'activité bactérienne et de ce fait ralentissent la dégradation de la matière organique mais le pH seul ne contrôle pas la minéralisation de la tourbe [Mitsch and Gosselink, 2000; Bridgham and Richardson, 2003]. De plus des pH aussi bas que ceux

observés (pH = 3.3) peuvent contribuer à une dissolution active de la fraction minérale ce qui modifie la structure de la tourbe, libère des éléments qui modifient l'équilibre chimique du milieu. Les pics de sulfates dans les zones les plus asséchées sont associés à des pics de concentrations en cations et en Fe(II). Chacune de ces espèces chimiques peut accentuer la minéralisation de la matière organique. Miyajima et al. [1997] ont montré que le taux de minéralisation était plus élevé dans des sols contaminés en sulfates que dans des sols tourbeux naturels. Les cations généralement adsorbés sur les sites d'échanges cationiques de la tourbe et peu disponibles limitent l'activité microbienne et la minéralisation de la matière organique [Thomas and Pearce, 2004]. L'abondance des cations n'est donc plus un facteur limitant et peut accroître le taux de dégradation de la matière organique. Le fer dissous Fe^{2+} en stimulant l'activité d'une enzyme, la phenol-oxydase, favorise également la minéralisation de la matière organique [Van Bodegom et al., 2005]. Les nutriments, notamment les nitrates, favorisent l'activité microbienne et la dégradation de la matière organique [Hogg et al., 1992; Baldwin and Mitchell, 2000; Kalbitz and Geyer, 2002].

Cependant le paramètre prépondérant qui influence le taux de minéralisation de la matière organique est la variabilité de la surface libre [Daulat and Clymo, 1998; Zeitz and Gensior, 2001; Bauer, 2004]. Le taux de minéralisation diminue rapidement sous la surface libre alors qu'il est important dans la zone de battement de la nappe [Yavitt et al., 1987; Aerts and Toet, 1997; Kettunen et al., 1999]. Des conditions d'anaérobies prolongées notamment dans la zone saturée favorisent les faibles taux de minéralisation alors que les zones bien drainées affichent les plus forts taux de minéralisation [Updegraff et al., 1995; Bridgham and Richardson, 2003]. Dans des conditions où la surface libre décroît fortement, l'épaisseur de la zone non saturée s'accroît et favorise la minéralisation de la matière organique.

Un abaissement prononcé de la surface libre dû à des conditions climatiques sèches peut donc influencer les propriétés hydrologiques de la tourbe (structure, macroporosité, ruissellement, infiltration) et nécessairement les circulations souterraines et les processus biogéochimiques qui en dépendent.

La minéralisation de la tourbe peut avoir un effet rétroactif positif sur sa propre dégradation. La dégradation de la matière organique conduit à une augmentation du degré d'humification et une diminution de la perméabilité de la tourbe [Boelter, 1965; Rycroft et al., 1975a]. La conductivité hydraulique plus faible de la tourbe diminuerait alors les flux d'eau souterraine. En diminuant les flux sortants, le volume d'eau stocké dans la tourbe augmenterait et la surface libre s'élèverait d'autant. Des périodes de submersion plus longues limiteraient alors ce processus de minéralisation.

3. Mesures conservatoires

3.1 Une submersion forcée

Les conditions hydrologiques et hydrochimiques décrites au cours de cette étude indiquent que si les conditions de sécheresse et de faible niveau piézométrique étaient pérennes, elles conduiraient à une minéralisation importante de la tourbière, minéralisation qui semble avoir déjà débutée compte tenu des rapports C/N mesurés. Dans cette situation, on s'interroge sur les interventions qui pourraient être faites pour limiter ce phénomène. Il est clair que les cycles de désaturation et resaturation importante de la tourbe sont à l'origine de sa déstabilisation chimique. Les conditions oxydantes favorisent la minéralisation de la matière organique. Pour améliorer les conditions hydrologiques et hydrochimiques de la tourbière, il faudrait restaurer des conditions réductrices dans le milieu notamment en assurant une submersion prolongée de la zone humide. Un soutien en amont du niveau de la rivière ne contribuerait pas à augmenter le niveau d'eau de la nappe puisque les débits échangés sont négligeables dans le bilan hydrologique global de la zone humide. Pour maintenir un haut niveau, des barrages situés en aval pourraient maintenir un niveau de base élevé qui se répercuterait sur la zone humide. Cette étude a montré que les flux d'eau de la rivière entrant dans la zone humide maintiennent des conditions oxydantes dans le milieu et influencent fortement les processus biogéochimiques. La connexion de la rivière, à l'échelle d'un cycle hydrologique, ne permet pas d'instaurer des conditions réductrices dans la tourbière. Il faut prendre en considération que l'épaisseur de la zone non saturée est importante (> 1.20 m) et qu'il n'y a pas eu de submersion. Dans l'hypothèse d'une inondation de la zone humide même si les flux entrant étaient oxydants, la saturation complète de l'horizon tourbeux favoriserait à terme l'installation de conditions réductrices. En d'autres termes, il est important d'agir pour que la zone humide retrouve des périodes de submersion totale et prolongée afin d'assurer la pérennité de la tourbière.

3.2 Localisation de l'exploitation

Concernant l'augmentation éventuelle de l'exploitation de l'aquifère de Sainteny-Marchesieux dont les réserves ne sont pas encore exploitées à leur maximum, les résultats montrent très clairement qu'un accroissement des débits pompés ne ferait qu'accroître les risques pesant sur la tourbe. Cependant, il est clair que cette situation dépend essentiellement de la position du forage à l'aplomb de la zone humide. Dans la vallée de l'Ay, les interactions tourbe – sables montrent que les flux sont verticaux descendants à l'aplomb de la station de

pompage mais que sur un site plus en aval (1 km), la nappe des sables assure le soutien de la nappe de la tourbe par des flux verticaux ascendants. Dans une perspective d'accroissement de l'exploitation de l'aquifère, l'implantation de forages devrait être favorisée en dehors des zones tourbeuses et une étude préliminaire d'estimation des connections hydrologiques entre l'aquifère et la zone humide serait nécessaire.

4. Conclusion

Les tourbières sont des milieux particulièrement fragiles et sensibles à une modification des conditions climatiques et hydrologiques à l'origine de leur développement. L'intérêt patrimonial de ces écosystèmes dû à la richesse et la biodiversité de la faune et de la flore a suscité l'intérêt des collectivités locales sur le devenir des marais du Cotentin.

Nous avons pu développer une approche méthodologique et les outils nécessaires à la caractérisation du fonctionnement hydrologique et hydrochimique des tourbières. La compréhension des interactions zone humide – aquifère – réseau hydrographique a permis de proposer des perspectives de gestion de la zone humide dans le but de limiter les risques encourus sous l'effet de la pression anthropique et/ou de l'évolution climatique.

Cette étude a permis d'améliorer la compréhension des interactions entre les écosystèmes superficiels que sont les zones humides et les flux souterrains à plus grande échelle mais également d'apprécier leur influence sur les équilibres chimiques de la tourbe. Cependant la sensibilité et la vulnérabilité des zones humides à la sécheresse, mise en évidence dans notre étude, induisent une dégradation de la matière organique et à long terme une minéralisation de la tourbière si son niveau est abaissé durablement. Cette perspective pose de nouvelles problématiques sur l'évolution des caractéristiques hydrauliques de la tourbe (porosité, perméabilité, compaction) sous l'effet de la minéralisation et sur les effets rétroactifs qu'elle peut avoir sur le fonctionnement de la zone humide.

BIBLIOGRAPHIE

Adamson, J. K., W. A. Scott, A. P. Rowland, and G. R. Beard (2001), Ionic concentrations in a blanket peat bog in northern England and correlations with deposition and climate variables, *European Journal of Soil Science*, **52**(1), 69-79.

Aerts, R., and S. Toet (1997), Nutritional controls on carbon dioxide and methane emission from Carex-dominated peat soils, *Soil Biology and Biochemistry,* **29**(11-12), 1683-1690.

AFNOR (1997), *Qualité de l'Eau, Méthodes d'Analyses 2, Elément Majeurs; Autres Eléments et Composés Minéraux*, Association Française de Normalisation, Paris.

Akagi, T., F. Feng-Fu, and S. Yakubi (2002), Absence of Ce anomaly in the REE patterns of peat moss and peat grass in the Ozegahara peatland, *Geochemical Journal*, **36**, 113-118.

Anderson, M. G., and T. P. Burt (1978), The role of topography in controlling throughflow generation, *Earth Surface Processes and Landforms,* **3**, 331-344.

Anderson, M. P., and W. W. Woessner (1991), Applied groundwater modeling, *Applied groundwater modeling*, A. Press, pp. 38-46; 68-77, Orlando Florida.

Armstrong, A. C. (1995), Hydrological model of peat-mound form with vertically varying hydraulic conductivity, *Earth Surface Processes and Landforms,* **20**, 473-477.

Attiwill, P. M. (1966), The chemical composition of rainwater in relation to cycling of nutrients in mature eucalyptus forest, *Plant and Soil*, **24**(3), 390-406.

Aubert, D., P. Stille, and A. Probst (2001), REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads : Sr and Nd isotopic evidence, *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **65**(3), 387-406.

Autry, A. R., J. W. Fitzgerald, and P. R. Caldwell (1989), Sulfur fractions and retention mechanisms in forest soils, *Canadian Journal of Forest Research,* **20**, 337-342.

Bachand, P. A. M., and A. J. Horne (2000), Denitrification in constructed free-water surface wetlands : II. Effects of vegetation and temperature, *Ecological Engineering,* **14**, 17-32.

Bai, J., H. Ouyang, W. Deng, Y. Zhu, X. Zhang, and Q. Wang (2005), Spatial distribution characteristics of organic matter and total nitrogen of marsh soils in river marginal wetlands, *Geoderma,* **124**(1-2), 181-192.

Baird, A. J. (1997), Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat, *Hydrological Processes*, **11**(3), 287-295.

Baird, A. J., and S. W. Gaffney (1994), Cylindrical piezometer responses in a humified fen peat, *Nordic Hydrology*, **25**(3), 167-182.

Baize, S. (1998), Tectonique, Eustatisme et Climat dans un système Gémorphologique Côtier, Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène : Exemple du Cotentin (Normandie), Thèse, pp. 325, Université de Caen, Caen.

Baize, S., J. L. Lagarde, E. Laville, and O. Dugué (1998), Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin - Normandie) : Enregistrements des signaux tectoniques et climatiques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169**(6), 851-866.

Baldwin, D. S., and A. M. Mitchell (2000), The effects of drying and re-flooding on the sediment and soil nutrient dynamics of lowland river-floodplain systems: a synthesis, *Regulated Rivers: Research & Management*, **16**(5), 457-467.

Barone, V. C. (2000), Modeling the impacts of land use activities on the subsurface flow regime of the upper Roanoake river watershed, Master of Science in Biological Systems Engineering, pp. 184, Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia.

Batelaan, O., T. Asefa, P. Van Rossum, and F. De Smedt (2000), Groundwater flow modeling of three wetland ecosystems in river valleys in Flanders, Belgium, *Book of abstracts of European Network of Experimental and Representative Basins (ERB) Conference: Monitoring and Modeling Catchment Water Quantity and Quality, Ghent, Belgium, 27-29 September, 2000*, N. E. C. Verhoest, Y. P. J. Van Herpe, and F. P. De Troch, pp. 239-243.

Batelaan, O., and T. Kuntohadi (2002), Development and Application of a Groundwater Model for the Upper Biebrza River Basin, *Annals of Warsaw Agricultural University - SGGW, land Reclamation*, **33**, 57-69.

Bauer, I. E. (2004), Modelling effects of litter quality and environment on peat accumulation over different time-scales, *Journal of Ecology*, **92**(4), 661-674.

Bayley, S. E., R. S. Behr, and C. A. Kelly (1986), Retention and release of S from a freshwater wetland, *Water, Air and Soil Pollution*, **31**(1-2), 101-114.

Beckwith, C. W., and A. J. Baird (2001), Effect of biogenic gas bubbles on water flow through poorly decomposed blanket peat, *Water Resources Research*, **37**(3), 551-558.

Beckwith, C. W., A. J. Baird, and A. L. Heathwaite (2003), Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a peat bog. I : Laboratory measurements, *Hydrological Processes*, **17**(1), 89-101.

Bergman, I., P. Lundberg, and M. Nilsson (1999), Microbial carbon mineralisation in an acid surface peat: effects of environmental factors in laboratory incubations, *Soil Biology and Biochemistry*, **31**(13), 1867-1877.

Beverland, I. J., J. M. Crowther, M.S.N. Srinivas and M.R. Heal (1998), The influence of meteorology and atmospheric transport patterns on the chemical composition of rainfall in south-east England, *Atmospheric Environment*, **32**(6), 1039-1048.

Bigot, A. (1935), Géologie de la région de Carentan, *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, **8**(8), 81-91.

Blodau, C., N. Basiliko, and T. R. Moore (2004), Carbon turnover in peatland mesocosms exposed to different water table levels, *Biogeochemistry*, **67**(3), 331-351.

Boelter, D. H. (1964), Water storage characteristics of several peats in situ, *Soil Science Society of America Proceedings*, **28**(3), 433-435.

Boelter, D. H. (1965), Hydraulic conductivity of peats, *Soil Science*, **100**(4), 227-231.

Boelter, D. H. (1969), Physical properties of peats as related to degree of decomposition, *Soil Science Society of America Proceedings*, **33**(4), 606-609.

Bottrell, S., J. Coulson, M. Spence, P. Roworth, M. Novak, and L. Forbes (2004), Impacts of pollutant loading, climate variability and site management on the surface water quality of a lowland raised bog, Thorne Moors, E. England, UK, *Applied Geochemistry*, **19**(3), 413-422.

Bottrell, S., and M. Novak (1997), Sulphur isotopic study of two pristine *Sphagnum* bogs in the western Bristish Isles, *Journal of Ecology*, **85**, 125-132.

Bouhnik-Le Coz, M., P. Petitjean, E. Serrat, and G. Gruau (2001). Validation d'un Protocole Permettant le Dosage Simultané des Cations Majeurs et Traces dans les Eaux Douces Naturelles par ICP-MS. pp. 84. Cahiers Techniques de Geosciences Rennes, Rennes.

Boulton, A. J. (1993), Stream ecology and surface-hyporheic hydrologic exchange: Implications, techniques and limitations, *Australian Journal of Marine Freshwater Research*, **44**, 553-564.

Bourrié, G., V. Maitre, and P. Curmi (1994), Mise en évidence de deux dynamiques saisonnières du fer dans les sols hydromorphes en climat tempéré, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **318**(1), 87-92.

Bradford, R. B., and M. C. Acreman (2003), Applying MODFLOW to wet grassland in-field habitats: a case study from the Pevensey Levels, UK, *Hydrology and Earth System Sciences,* **7**(1), 43-55.

Bradley, C. (1996), Transient modelling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire, *Journal of Hydrology,* **185**, 87-114.

Bradley, C. (2002), Simulation of the annual water table dynamics of a floodplain wetland, Narborough Bog, UK, *Journal of Hydrology,* **261**(1-4), 150-172.

Bradley, P. M., M. J. Fernandez, and F. H. Chapelle (1992), Carbon limitation of denitrification rates in an anaerobic groundwater system, *Environmental Science and Technology,* **26**, 2377-2381.

Brand, E. W., and J. Premchitt (1982), Response characteristics of cylindrical piezometers, *Geotechnique,* **32**(3), 203-216.

Brennan, E. W., and W. L. Lindsay (1996), The role of pyrite in controlling metal ion activities in highly reduced soils, *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **60**(19), 3609-3618.

Bridgham, S. D., and C. J. Richardson (2003), Endogenous versus exogenous nutrient control over decomposition and mineralization in North Carolina peatlands, *Biogeochemistry,* **65**(2), 151-178.

Bromley, J., M. Robinson, and J. A. Barker (2004), Scale-dependency of hydraulic conductivity: an example from Thorne Moor, a raised mire in South Yorkshire, UK, *Hydrological Processes,* **18**(5), 973-985.

Brown, K. A. (1986), Formation of organic sulfur in anaerobic peat, *Soil Biology and Biochemistry,* **18**, 131-140.

Brown, K. A., and J. F. MacQueen (1985a), Sulphate uptake from surface water by peat, *Soil Biology and Biochemistry,* **17**(4), 411-420.

Brown, K. A., and J. F. MacQueen (1985b), Sulphur distribution and metabolism in waterlogged peat, *Soil Biology and Biochemistry,* **17**, 39-45.

Brown, P. L., M. Guerin, S. I. Hankin, and R. T. Lowson (1998), Uranium and other contaminant migration in groundwater at a tropical Australian Uranium Mine, *Journal of Contaminant Hydrology,* **35**(1-3), 295-303.

Bubier, J. L. (1995), The relationship of vegetation to methane emission and hydrochemical gradients in northern peatlands, *Journal of Ecology,* **83**(3), 403-420.

Bubier, J. L., T. R. Moore, and N. T. Roulet (1993), Methane emissions from wetlands in the Midboreal region of northern Ontario, Canada, *Ecology,* **74**(8), 2240-2254.

Burt, T. P., G. Pinay, F. E. Matheson, N. E. Haycock, A. Butturini, J. C. Clement, S. Danielescu, D. J. Dowrick, M. M. Hefting, A. Hillbricht-Ilkowska, and V. Maitre (2002), Water table fluctuations in the riparian zone: comparative results from a pan-European experiment, *Journal of Hydrology*, **265**(1-4), 129-148.

Casagrande, D., and K. Siefert (1977), Origins of sulfur in coal - Importance of the ester sulfate content of peat, *Nature*, **195**, 675-676.

Casagrande, D. J., and L. D. Erchull (1977), Metals in plants and waters in the Okefenokee swamp and their relationship to constituants found in coal, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**(9), 1391-1394.

Casagrande, D. J., G. Idowu, A. Friedman, P. Rickert, K. Siefert, and D. Schlenz (1979), H_2S incorporation in coal precursors origins of organic sulphur in coal, *Nature*, **282**, 599-600.

Casagrande, D. J., K. Siefert, C. Berschinski, and N. Sutton (1977), Sulfur in peat-forming systems of the Okefenokee Swamp and Florida Everglades: origins of sulfur in coal, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**(1), 161-167.

Casey, R. E., M. D. Taylor, and S. J. Klaine (2004), Localization of denitrification activity in macropores of a riparian wetland, *Soil Biology and Biochemistry*, **36**(4), 563-569.

Cey, E. E., D. L. Rudolph, R. Aravena, and G. Parkin (1999), Role of the riparian zone in controlling the distribution and fate of agricultural nitrogen near a small stream in southern Ontario, *Journal of Contaminant Hydrology*, **37**(1-2), 45-67.

Chantraine, J., A. Autran, and C. Cavelier (1996), Carte géologique de la France au millionième, BRGM, Orléans.

Chapman, S. J. (2001), Sulphur forms in open and afforested areas of two scottish peatlands, *Water, Air & Soil Pollution*, **128**(1-2), 23-39.

Chapman, S. J., and M. S. Davidson (2001), ^{35}S-sulphate reduction and transformation in peat, *Soil Biology and Biochemistry*, **33**(4-5), 593-602.

Chason, D. B., and D. I. Siegel (1986), Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, Northern Minnesota, *Soil Science*, **142**(2), 91-99.

Chow, A. T., K. K. Tanji, and S. Gao (2003), Production of dissolved organic carbon (DOC) and trihalomethane (THM) precursor from peat soils, *Water Research*, **37**(18), 4475-4485.

Chow, A. T., K. K. Tanji, S. Gao, and R. A. Dahlgren (2006), Temperature, water content and wet-dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils, *Soil Biology and Biochemistry*, **38**, 477-488.

Christ, M. J., and M. B. David (1996), Temperature and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a Spodosol, *Soil Biology and Biochemistry,* **28**(9), 1191-1199.

Cirmo, C. P., and J. J. Mc Donell (1997), Linking the hydrologic and biogeochemicals controls of nitrogen transport in near-stream zones of temperate-forested catchments : a review, *Journal of Hydrology,* **199**, 88-120.

Clark, J. M., P. J. Chapman, J. K. Adamson, and S. N. Lane (2005), Influence of drought-induced acidification on the mobility of dissolved organic carbon in peat soils, *Global Change Biology,* **11**(5), 791-809.

Clark, M. J., M. S. Cresser, R. Smart, P. J. Chapman, and A. C. Edwards (2004), The influence of catchment characteristics on the seasonality of carbon and nitrogen species concentrations in upland rivers of Northern Scotland, *Biogeochemistry,* **68**(1), 1-19.

Clément, J. C., L. Aquilina, O. Bour, K. Plaine, T. P. Burt, and G. Pinay (2003), Hydrological flowpaths and nitrate removal rates within a riparian floodplain along a fourth-order stream in Brittany (France), *Hydrological Processes,* **17**(6), 1177-1195.

Clément, J. C., G. Pinay, and P. Marmonnier (2002), Seasonal Dynamics of Denitrification along Topohydrosequences in Three Different Riparian Wetlands, *Journal of Environmental Quality,* **31**, 1025-1037.

Clymo, R. S. (1965), Experiments on breakdown of Sphagnum in two bogs, *Journal of Ecology,* **53**(3), 747-758.

Clymo, R. S. (1983), Peat, *Ecosystems of the world, Vol 4A, Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor,* A. J. P. Gore, pp. 159-224, Elsevier, Amsterdam.

Clymo, R. S. (2004), Hydraulic conductivity of peat at Ellergower Moss, Scotland, *Hydrological Processes,* **18**(2), 261-274.

Couture, C., D. Mavrocordatos, O. Atteia, and D. Perret (1998), The genesis and transformation of organo-mineral colloids in a drained peatland area, *Physics and Chemistry of the Earth,* **23**(2), 153-157.

Curtis, P. S., L. M. Balduman, B. G. Drake, and D. F. Whigham (1990), Elevated atmospheric CO_2 effetcts on belowground processes in C_3 and C_4 estuarine marsh communities, *Ecology,* **71**(5), 2001-2006.

Dai, T. S., and J. H. Sparling (1973), Measurement of hydraulic conductivity of peats, *Canadian Journal of Soil Science,* **53**, 21-26.

Dasberg, S., and S. P. Neuman (1977), Peat hydrology in the Hula Basin, Israël : 1. Properties of Peat, *Journal of Hydrology*, **32**, 219-239.

Daulat, W. E., and R. S. Clymo (1998), Effects of temperature and watertable on the efflux of methane from peatland surface cores, *Atmospheric Environment*, **32**(19), 3207-3218.

Davranche, M., O. Pourret, G. Gruau, A. Dia, and M. Le Coz-Bouhnik (2005), Adsorption of REE(III)-humate complexes onto MnO2: Experimental evidence for cerium anomaly and lanthanide tetrad effect suppression, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(20), 4825-4835.

De Marsily, G. (1986), *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*, pp. 440,Academic Press, Orlando, Florida.

Delibrias, G., and H. Elhaï (1965), Age absolu de tourbes littorales en Normandie, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, **260**, 2872-2874.

Devito, K. D., and A. R. Hill (1999), Sulphate mobilization and pore water chemistry in relation to groundwater hydrology and summer drought in two conifer swamps on the Canadian Shield, *Water, Air & Soil Pollution*, **113**(1-4), 97-114.

Devito, K. D., A. R. Hill, and P. J. Dillon (1999), Episodic sulphate export from wetlands in acidified headwater catchments: predictions at the lanscape scale, *Biogeochemistry*, **44**(2), 187-203.

Devito, K. J. (1995), Sulphate mass balances of Precambrian Shield Wetlands - the influence of catchment hydrogeology, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, **52**(8), 1750-1760.

Devito, K. J., and A. R. Hill (1997), Sulphate dynamics in relation to groundwater-surface water interactions in headwater wetlands of the southern Canadian Shield, *Hydrological Processes*, **11**(5), 485-500.

Devito, K. J., A. R. Hill, and N. Roulet (1996), Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield, *Journal of Hydrology*, **181**(1-4), 127-147.

Devito, K. J., J. M. Waddington, and B. A. Branfireun (1997), Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems, *Hydrological Processes*, **11**(1), 103-110.

Diaz-Caneja, N., A. Bonet, I. Gutierrez, A. Martinez and E. Villar (1989), The chemical composition of rainfall in a city of Northern Spain, *Water, Air and Soil Pollution*, **43**, 227-291.

Drever, J. I. (1997), *The geochemistry of Natural Waters : Surface and Goundwater Environments*, pp. 436, Prentice Hall, (Third edition).

Dufresne, D. P., and C. W. Drake (1999), Regional groundwater flow model construction and wellfield site selection in a karst area, Lake City, Florida, *Engineering Geology*, **52**(1-2), 129-139.

Dugué, O. (2003), The Pliocene to Early Pleistocene marine to fluviatile succession of the seuil du Cotentin basins (Armoricain Massif, Normandy, France), *Journal of Quaternary Science*, **18**(3-4), 215-226.

Dugué, O., N. Poupinet, S. Baize, J. P. Auffret, C. J.P., J. C. Ozouf, and M. Clet-Pellerin (2000), Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie (France) : les séries marines et fluviatiles des bassins du seuil du Cotentin, *Géologie de la France*, **3**, 99-124.

Durand, P., C. Gascuez-Odoux, C. Kao, and P. Merot (2000), Une typologie hydrologique des petites zones humides ripariennes, *Etude et Gestion des Sols*, **7**(3), 207-218.

Edwards, P. J. (1998), Sulfur cycling, retention, and mobility in soils : A review, *Gen. Tech. Rep. NE-250*, pp. 18, Radnor, PA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Northeastern Station, Delaware.

Eimers, C. M., and P. J. Dillon (2002), Climate effects on sulphate flux from forested catchments in south-central Ontario, *Biogeochemistry*, **61**, 337-355.

Eimers, C. M., P. J. Dillon, S. L. Schiff, and D. S. Jeffries (2003), The effects of drying and re-wetting and increased temperature on sulphate release from upland and wetland material, *Soil Biology and Biochemistry*, **35**(12), 1663-1673.

Eimers, M. C., P. J. Dillon, and S. L. Schiff (2004), Sulphate Flux from an Upland Forested Catchment in South-Central Ontario, Canada, *Water, Air & Soil Pollution*, **152**(1-4), 3-21.

Elhaï, H. (1963), La Normandie Occidentale entre la Seine et le golfe Normand-Breton : Etude morphologique, pp. 581, Paris.

Evans, H. E., P. J. Dillon, and L. A. Molot (1997), The use of mass balance investigations in the study of the biogeochemical cycle of sulfur, *Hydrological Processes*, **11**, 765-782.

Evans, M. G., T. P. Burt, J. Holden, and J. K. Adamson (1999), Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995, *Journal of Hydrology*, **221**(3-4), 141-160.

Fenner, N., C. Freeman, and B. Reynolds (2005), Hydrological effects on the diversity of phenolic degrading bacteria in a peatland : implications for carbon cycling, *Soil Biology and Biochemistry*, **37**, 1277-1287.

Fetter, C. W. (1994), *Applied Hydrogeology*, pp. 691, Prentice-Hall, New York, (Third Edition).

Fierer, N., and J. P. Schimel (2002), Effects of drying-rewetting frequency on soil carbon and nitrogen transformations, *Soil Biology and Biochemistry*, **34**(6), 777-787.

Fierer, N., J. P. Schimel, and P. A. Holden (2003), Influence of Drying-Rewetting Frequency on Soil Bacterial Community Structure, *Microbial Ecology*, **45**(1), 63-71.

Fitzgerald, J. W. (1976), Sulfate ester formation and hydrolysis: a potentially important yet often ignored aspect of the sulfur cycle of aerobic soils, *Bacteriological Reviews*, **40**(3), 698-721.

Forshay, K. J., and E. H. Stanley (2005), Rapid nitrate loss and denitrification in a temperate river floodplain, *Biogeochemistry*, **75**(1), 43-64.

Fraser, C. J. D., N. T. Roulet, and M. Lafleur (2001), Groundwater flows patterns in a large peatland, *Journal of Hydrology*, **246**, 142-154.

Freeman, C., G. Liska, N. J. Ostle, M. A. Lock, S. Hughes, B. Reynolds, and J. Hudson (1997), Enzymes and biogeochemical cycling in wetlands during a simulated drought, *Biogeochemistry*, **39**(2), 177-187.

Freeman, C., N. J. Ostle, N. Fenner, and H. Kang (2004), A regulatory role for phenol oxidase during decomposition in peatlands, *Soil Biology and Biochemistry*, **36**(10), 1663-1667.

Freeze, R. A. and J. A. Cherry (1979), *Groundwater*, pp.604, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ 07632.

Gafni, A., and K. N. Brooks (1990), Hydraulic characteristics of four peatlands in Minnesota, *Canadian Journal of Soil Science*, **70**, 239-253.

Giblin, A. E., and R. K. Wieder (1992), Sulphur cycling in marine and freshwater wetlands, *Sulphur cycling on the continents: wetlands, terrestrial ecosystems, and associated water bodies*, John Wiley & Sons Ltd, R. W. Howarth, J. W. B. Stewart, and M. V. Ivanov, pp. 189-229, SCOPE 1992, Washington.

Gilvear, D. J., P. J. K. Sadler, J. H. Tellam, and J. W. Lioyd (1997), Surface water process and groundwater flow within a hydrologically complex floodplain wetland, Norfolk Broads, U.K., *Hydrology and Earth System Sciences*, **1**(1), 115-135.

Gondar, D., R. Lopez, S. Fiol, J. M. Antelo, and F. Arce (2005), Characterization and acid-base properties of fulvic and humic acids isolated from two horizons of an ombrotrophic peat bog, *Geoderma*, **126**(3-4), 367-374.

Goolsby, D. A., W. A. Battaglin, G. B. Lawrence, R. S. Artz, B. T. Aulenbach, R. P. Hooper, D. R. Keeney, and G. I. Stensland (1999), Flux and sources of nutrients in the Mississippi-Atchafalaya river basin, *Topic 3 Report for the Integrated Assessment of Hypoxia in the Gulf of Mexico,* pp. 156, National Oceanographic and Atmospheric Administration Coastal Ocean Program Decision Analysis, Silver Springs, MD.

Gordon, A. S., W. J. Cooper, and D. J. Scheidt (1986), Denitrification in Marl and Peat Sediments in the Florida Everglades, *Applied and Environmental Microbiology,* **52**(5), 987-991.

Grapes, T. R., C. Bradley, and G. E. Petts (2006), Hydrodynamics of floodplain wetlands in a chalk catchment: The River Lambourn, UK, *Journal of Hydrology,* **320**(3-4), 324-341.

Greenwood, D. J. (1961), The effect of oxygen concentration on the decomposition of organic materials in soil, *Plant and Soil,* **14**, 360-376.

Grimaldi, C., V. Viaud, F. Massa, L. Carteaux, S. Derosch, A. Regeard, Y. Fauvel, N. Gilliet, and F. Rouault (2004), Stream nitrate variations explained by ground water head fluctuations in a pyrite-bearing aquifer, *Journal of Environmental Quality,* **33**, 994-1001.

Guihot, N. (2004), Evaluation des propriétés des perméabilités d'un milieu de tourbe : exemple du marais de Carentan, pp. 24, Mémoire de maîtrise, Rennes.

Hanrahan, E. T. (1954), An investigation of some physical properties of peat, *Geotechnique,* **4**, 108-123.

Harvey, J. W., and W. K. Nuttle (1995), Fluxes of water and solute in a coastal wetland sediment. 2. Effect of macropores on solute exchange with surface water, *Journal of Hydrology,* **164**(1-4), 109-125.

Hayashi, M., G. Van der Kamp, and D. L. Rudolph (1998), Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 1. Water balance, *Journal of Hydrology,* **207**(1-2), 42-55.

Healy, R. W. and P. G. Cook (2002), Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology journal, 10*(1), 91-109.

Hedin, L. O., J. C. V. Fischer, N. E. Ostrom, B. P. Kennedy, M. G. Brouwn, and G. P. Robertson (1998), Thermodynamic contraints on nitrogen transformations and other biogeochemical processes at soil-stream interfaces, *Ecology,* **79**(2), 684-703.

Hemond, H. F., and J. C. Goldman (1985), On non-Darcian water flow in peat, *Journal of Ecology,* **73**(2), 579-584.

Herut, B., A. Starinsky, A. Katz and D. Rosenfeld (2000), Relationship between the acidity and chemical composition of rainwater and climatological conditions along a transition zone between large deserts and Mediterranean climate, Israel, *Atmospheric Environment*, **34**(8), 1281-1292.

Hill, B. M., and D. I. Siegel (1991), Groundwater flow and the metal content of peat, *Journal of Hydrology*, 123(3-4), 211-224.

Hinsby, K., P. L. Bjerg, L. J. Andersen, B. Skov, and E. V. Clausen (1992), A mini slug test method for determination of a local hydraulic conductivity of an unconfined sandy aquifer, *Journal of Hydrology*, **136**(1-4), 87-106.

Hogg, E. H., V. J. Lieffers, and R. W. Wein (1992), Potential Carbon Losses From Peat Profiles: Effects of Temperature, Drought Cycles, and Fire, *Ecological Applications*, **2**(3), 298-306.

Holden, J. (2003), Runoff production in blanket peat covered catchments, *Water Resources Research*, **39**(7), 1191.

Holden, J., and T. P. Burt (2002a), Infiltration, runoff and sediment production in blanket peat catchments : implications of field rainfall simulation experiments, *Hydrological Processes*, **16**, 2537-2557.

Holden, J., and T. P. Burt (2002b), Laboratory experiments on drought and runoff in blanket peat, *European Journal of Soil Science*, **53**, 675-689.

Holden, J., and T. P. Burt (2003a), Hydraulic conductivity in upland blanket peat: measurement and variability, *Hydrological Processes*, **17**(6), 1227-1237.

Holden, J., and T. P. Burt (2003b), Hydrological studies on blanket peat: the significance of the acrotelm-catotelm model, *Journal of Ecology*, **91**(1), 86-102.

Holmer, M., and P. Storkholm (2001), Sulphate reduction and sulphur cycling in lake sediments: a review, *Freshwater Biology*, **46**(4), 431-451.

Houghton, C., and F. A. Rose (1976), Liberation of sulfate from sulfate esters by soils, *Applied and Environmental Microbiology*, **31**(6), 969-976.

Howarth, R. W., and J. W. B. Stewart (1992), The interactions of sulphur with other element cycles in ecosystems, *Sulphur cycling on the continents: wetlands, terrestrial ecosystems, and associated water bodies*, R. W. Howarth, J. W. B. Stewart, and M. V. Ivanov, pp. 67-84, John Wiley & Sons, Chichester, U.K.

Hvorslev, M. J. (1951), *Time lag and soil permeability in ground-water observations*, pp. 50, U.S. Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station. Bull. 36, Vicksburg, Mississippi.

Ingram, H. A. P. (1983), Hydrology, *Ecosystems of the world, Vol 4A, Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*, A. J. P. Gore, pp. 67-158, Elsevier, Amsterdam.

Ingram, H. A. P., D. W. Rycroft, and D. J. A. Williams (1974), Anomalous transmission of water through certain peats, *Journal of Hydrology,* **22**, 213-218.

Johnson, A. I. (1967), Specific Yield - Compilation of Specific Yields for Various Materials, pp. 74, U.S. Geological Survey Water Supply Survey 1662-D, Washington.

Joris, I., and J. Feyen (2003), Modelling water flow and seasonal soil moisture dynamics in an alluvial groundwater-fed wetland, *Hydrology and Earth System Sciences,* **7**(1), 57-66.

Kalbitz, K., and S. Geyer (2002), Different effects of peat degradation on dissolved organic carbon and nitrogen, *Organic Geochemistry,* **33**(3), 319-326.

Kamei, G., and H. Ohmoto (2000), The kinetics of reactions between pyrite and O_2-bearing water revealed from in situ monitoring of DO, Eh and pH in a closed system, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(15), 2585-2601.

Kellner, E., and S. Halldin (2002), Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden, *Hydrological Processes,* **16**(1), 87-103.

Kettunen, A., V. Kaital, A. Lehtinen, A. Lohila, J. Alm, J. Silvola, and P. J. Martikainen (1999), Methane production and oxidation potentials in relation to water table fluctuations in two boreal mires, *Soil Biology and Biochemistry,* **31**, 1741-1749.

King, G. M., and M. J. Klug (1980), Sulfhydrolase Activity in Sediments of Wintergreen Lake, Kalamazoo County, Michigan, *Applied and Environmental Microbiology,* **39**(5), 950-956.

Knowles, R. (1982), Denitrification, *Microbiological Reviews,* **46**(1), 43-70.

Koba, K., N. Tokuchi, E. Wada, T. Nakajima, and G. Iwatsubo (1997), Intermittent denitrification : the application of a ^{15}N natural abundance method to a forested ecosystem, *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **61**(23), 5043-5050.

Koterba, M. T., F. D. Wilde, and W. W. Lapham (1995), Ground-Water Data-Collection Protocols and Procedures for the National Water-Quality Assessment Program: Collection and Documentation of Water-Quality Samples and Related Data, *Open-File Report 95-399,* pp. 123, US Geological Survey, Reston, Virginia.

Kralova, M., P. H. Masscheleyn, C. W. Lindau, and W. H. J. Patrick (1992), Production of dinitrogen and nitrous oxide in soil suspensions as affected by redox potential, *Water, Air & Soil Pollution,* **61**(1-2), 37-45.

Kuhri, P., and D. H. Vitt (1996), Fossil Carbon/Nitrogen ratios as a measure of peat decomposition, *Ecology,* **77**(1), 271-275.

Laclau, J.-P., J. Ranger, J-P. Bouillet, J. de Dieu Nzila and P. Deleporte (2003), Nutrient cycling in a clonal stand of Eucalyptus and an adjacent savanna ecosystem in Congo: 1. Chemical composition of rainfall, throughfall and stemflow solutions, *Forest Ecology and Management*, **176**(1-3), 105-119.

Ladouche, B., and P. Weng (2005), Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland, *Journal of Hydrology*, **314**(1-4), 22-42.

Lafleur, P. M., and N. T. Roulet (1992), A comparison of evaporation rates from two fens of the Hudson Bay Lowland, *Aquatic Botany*, **44**(1), 59-69.

Lagarde, J. L., S. Baize, D. Amorese, B. Delcaillau, M. Font, and P. Volant (2000), Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France), *Journal of Quaternary Science*, **15**(7), 745-758.

Lapen, D. R., J. S. Price, and R. Gilbert (2005), Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes, *Hydrological Processes*, **19**(2), 371-386.

Laplace-Dolonde, A. (1994), L'histosol, descripteur privilégié du marais tourbeux, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, **1994**(3), 295-306.

Laplace-Dolonde, A. (2001), Fonctionnement hydrologique et diversité typologique. Approches écologiques et socio-économiques. Application pour une stratégie de conservation et de gestion, Projet nº16 du Programme National de Rechercher sur les Zones Humides (PNRZH), Rapport final : 104 p. (+ annexes).

Laplace-Dolonde, A. (2003), Approche du fonctionnement hydrologique et hydropédologique du marais de la Sangsurière : synthèse des observations et des mesures effectuées dans le cadre du PNRZH (1998-2000), Rapport : 32 pp.

Laplace-Dolonde, A., Bouillon-Launay, E., (2000), Réhabilitation de la tourbière de Baupte, Programme National de Recherche sur les Zones Humides (PNRZH), Complément au rapport final : 30 p.

Lazerte, B. D. (1993), The impact of drought and acidification on the chemical exports from a minerotrophic conifer swamps, *Biogeochemistry*, **18**(3), 153-175.

Lee, D. R., and J. A. Cherry (1978), A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers, *Journal of Geological Education*, **27**, 6-10.

Legout, C., J. Molénat, S. Lefebvre, and P. Marmonnier (2005), Investigation of Biogeochemical Activities in the Soil and Unsaturated Zone of Weathered Granite, *Biogeochemistry*, **75**(2), 329-350.

Leirós, M. C., C. Trasar-Cepeda, S. Seoane, and F. Gil-Sotres (1999), Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture, *Soil Biology and Biochemistry*, **31**(3), 327-335.

Lindberg, R. D., and D. D. Runnels (1984), Ground water redox reactions : An analysis of equilibrium state applied to Eh measurements and geochemical modeling, *Science*, **225**(4665), 925-927.

Loague, K., R. H. Abrams, S. N. Davis, A. Nguyen, and I. T. Stewart (1998), A case study simulation of DBCP groundwater contamination in Fresno County, California 2. Transport in the saturated subsurface, *Journal of Contaminant Hydrology*, **29**(2), 137-163.

Lundquist, E. J., L. E. Jackson, and K. M. Scow (1999), Wet-dry cycles affect dissolved organic carbon in two California agricultural soils, *Soil Biology and Biochemistry*, **31**(7), 1031-1038.

Luo, J., R. W. Tillman, and P. R. Ball (1999), Factors regulating denitrification in a soil under pasture, *Soil Biology and Biochemistry*, **31**(6), 913-927.

Luther, G. W., and T. M. Church (1992), An overview of the experimental chemistry of sulphur in wetland systems, *Sulphur cycling on the continents: wetlands, terrestrial ecosystems, and associated water bodies*, John Wiley & Sons Ltd, R. W. Howarth, J. W. B. Stewart, and M. V. Ivanov, pp. 125-143, SCOPE 1992, New York.

Maitre, V. (1991), Géochimie des eaux libres extraites de sols hydromorphes sur granite dans le Massif Armoricain, Thèse, pp. 183, Univ. de Paris VI, Paris.

Mandernack, K. W., L. Lynch, H. R. Krouse, and M. D. Morgan (2000), Sulfur cycling in wetland peat of the New Jersey Pinelands and its effect on stream water chemistry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(23), 3949-3964.

Mansell, R. S., S. A. Bloom, and G. Sun (2000), A model for wetland hydrology : description and validation, *Soil Science*, **165**(5), 384-397.

Mariotti, A. (1994), Dénitrification *in situ* dans les eaux souterraines, Processus naturels ou provoqués : une revue, *Hydrogéologie*, **3**, 43-68.

Marius, C. (1977), Propositions pour une classification française des sols de mangroves tropicales, *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, **XV**(1), 89-102.

Martin, C. (2003), Mécanismes hydrologiques et hydrochimiques impliqués dans les variations saisonnières des teneurs en nitrate dans les bassins versants agricoles, Thèse, pp. 268, Université de Rennes 1, Rennes.

Martin, T. L., N. K. Kaushik, J. T. Trevors, and H. R. Whiteley (1999), Review: Denitrification in temperate climate riparian zones, *Water, Air & Soil Pollution,* **111**(1 - 4), 171-186.

Massmann, G., A. Pekdeger, and C. Merz (2004), Redox processes in the Oderbruch polder groundwater flow system in Germany, *Applied Geochemistry*, **19**(6), 863-886.

Massmann, G., M. Tichomirowa, C. Merz, and A. Pekdeger (2003), Sulfide oxidation and sulfate reduction in a shallow groundwater system (Oderbruch Aquifer, Germany), *Journal of Hydrology,* **278**(1-4), 231-243.

McDonald, M. C., and A. W. Harbaugh (1988), A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, *Open-File Report 83-875,* pp. 588, US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Washington.

McKenzie, J. M., D. I. Siegel, W. Shotyk, P. Steinmann, and G. Pfunder (2002), Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical solute transport in a domed peat bog, Jura Montains, Switzerland, *Hydrological Processes,* **16**(5), 1047-1064.

McNevin, D., and J. Barford (2001), Inter-relationship between adsorption and pH in peat biofilters in the context of a cation-exchange mechanism, *Water Research,* **35**(3), 736-744.

Meyboom, P. (1967), Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage Basin: II. Hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation in south-central Saskatchewan, *Geological Survey of Canada Bulletin, 139*: 18-23.

Meriano, M., and N. Eyles (2003), Groundwater flow through Pleistocene glacial deposits in the rapidly urbanizing Rouge River-Highland Creek watershed, City of Scarborough, southern Ontario, Canada, *Hydrogeology journal,* **11**(2), 288-303.

Michelin, J. (2001), Dénitrification naturelle en Chanpagne crayeuse: rôle des zones humides. Approche à l'échelle d'un petit bassin versant, Thèse, pp. 99, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.

Minkkinen, K., and J. Laine (1998), Long-term effetc of forest drainage on the peat carbon stores of pine mires in Finland, *Canadian Journal of Forest Research,* **28**, 1267-1275.

Mitsch, W. J., J. W. Day, L. Zhang, and R. R. Lane (2005), Nitrate-nitrogen retention in wetlands in the Mississippi river basin, *Ecological Engineering, 24*(4), 267-278.

Mitsch, W. J., and J. G. Gosselink (2000), *Wetlands,* pp. 920, John Wiley & Sons, Inc, New York, (Third edition).

Miyajima, T., E. Wada, Y. T. Hanba, and P. Vijarnsorn (1997), Anaerobic mineralization of indigenous organic matters and methanogenesis in tropical wetland soils, *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **61**(17), 3739-3751.

Molénat, J. (1999), Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole, Thèse, pp. 272, Université de Rennes 1, Rennes.

Moreno-Vivián, C., and S. J. Ferguson (1998), Definition between assimilatory, dissimilatory and respiratory pathways, *Molecular Microbiology,* **29**(2), 664.

Moses, C. O., D. K. Nordstrom, J. S. Hemrman, and A. L. Mills (1987), Aqueous pyrite oxidation by dissolved oxygen and by ferric iron, *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **51**(6), 1561-1571.

Neuman, S. P., and S. Dasberg (1977), Peat hydrology in the Hula Basin, Israël : 2. Subsurface flow regime, *Journal of Hydrology,* **32**, 241-256.

Nicholson, B. J., L. D. Gignac, and S. E. Bayley (1996), Peatland distibution along a north-south transect in the Mackenzie River Basin in relation to climatic and environmental gradients, *Plant Ecology,* **126**(2), 119 - 133.

Novak, M., M. Adamova, R. K. Wieder, and S. H. Bottrell (2005), Sulfur mobility in peat, *Applied Geochemistry,* **20**(4), 673-681.

Novak, M., and R. K. Wieder (1992), Inorganic and Organic Sulfur Profiles in Nine Sphagnum Peat Bogs in the United States and Czechoslovakia, *Water, Air & Soil Pollution,* **65**(3-4), 653-369.

Oreskes, N., K. Shrader-Frechette, and K. Belitz (1994), Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences, *Science,* **263**(5147), 641-646.

Ours, D. P., D. I. Siegel, and P. H. Glaser (1997), Chemical dilatation and the dual porosity of humified bog peat, *Journal of Hydrology,* **196**, 348-360.

Owen, C. R. (1995), Water budget and flow patterns in an urban wetland, *Journal of Hydrology,* **169**(1-4), 171-187.

Pareyn, C. (1980), Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados), *Bulletin de la Société Géologique de France,* **22**(4), 695-701.

Parkin, T. B. (1987), Soil microsites as a source of denitrification variability, *Soil Science Society of America Journal,* **51**, 1194-1199.

Parry, S., P. Renault, C. Chenu, and R. Lensi (1999), Denitrification in pasture and cropped soil clods as affected by pore space structure, *Soil Biology and Biochemistry*, **31**(4), 493-501.

Pauwels, H., W. Kloppmann, J.-C. Foucher, A. Martelat, and V. Fritsche (1998), Field tracer test for denitrification in a pyrite-bearing schist aquifer, *Applied Geochemistry*, **13**(6), 767-778.

Pauwels, H., and H. Talbo (2004), Nitrate concentration in wetlands: assessing the contribution of deeper groundwater from anions, *Water Research*, **38**(4), 1019-1025.

Périers 1/25000 (1998), Institut Géographique National, IGN Série Bleue 1312 O Periers.

Peters, E., G. Bier, H. A. J. van Lanen, and P. J. J. F. Torfs (2006), Propagation and spatial distribution of drought in a groundwater catchment, *Journal of Hydrology*, **321**(1-4), 257-275.

Petitjean, P., O. Henin, S. Ellias, and G. Gruau (2001). Application de l'Electrophorèse Capillaire au dosage des cations et des anions majeurs en solution dans les eaux douces naturelles. pp. 49. Cahiers Techniques de Géosciences Rennes, Rennes.

Petitjean, P., O. Henin, and G. Gruau (2004). Dosage du carbone organique dissous dans les eaux douces naturelles. Intérêt, Principe, Mise en Oeuvre et Précautions Opératoires. pp. 61. Cahiers Techniques de Géosciences Rennes, Rennes.

Ponnamperuma, F. N. (1972), The chemistry of submerged soils, *Advances in Agronomy*, **24**, 29-61.

Price, J. S. (1992), Blanket bog in Newfoundland. Part 2 : Hydrological processes, *Journal of Hydrology*, **135**, 103-119.

Price, J. S., A. L. Heathwaite, and A. J. Baird (2003), Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: An overview of management approaches, *Wetlands Ecology and Management*, **11**(1-2), 65-83.

Price, J. S., and S. M. Schlotzhauer (1999), Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland, *Hydrological Processes*, **13**(16), 2591-2601.

Prommer, H., D. a. Barry, and C. Zheng (2003), Modflow/MT3DMS-Based Reactive Multicomponent Transport Modeling, *Ground Water*, **41**(2), 247-257.

Prudic, D. E. (1989), Documentation of a Computer Program to Simulate Stream-Aquifer Relations Using a Modular, Finite-Difference, Ground-Water Flow Model, *Open-File Report 88-729*, pp. 113, US Geological Survey, Denver, CO.

Quinton, W. L., D. M. Gray, and P. Marsh (2000), Subsurface drainage from hummock-covered hillslopes in the Artic Tundra, *Journal of Hydrology*, **237**, 113-125.

Rai, S. N., A. Manglik, and V. S. Singh (2005), Water table fluctuation owing to time-varying recharge, pumping and leakage, *Journal of Hydrology*, **542**(1-4), 350-358.

Reeve, A. S., R. Evensen, P. H. Glaser, D. I. Siegel, and D. Rosenberry (2006), Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems, *Journal of Hydrology*, **316**(1-4), 313-324.

Reeve, A. S., D. I. Siegel, and P. H. Glaser (1996), Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland : a multivariate statistical approach, *Journal of Hydrology*, **181**(1-4), 285-304.

Reeve, A. S., D. I. Siegel, and P. H. Glaser (2000), Simulating vertical flow in large peatlands, *Journal of Hydrology*, **227**, 207-217.

Reeve, A. S., J. Warzocha, P. H. Glaser, and D. I. Siegel (2001), Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota, *Journal of Hydrology*, **243**(1-2), 91-100.

Restrepo, J. I., A. M. Montoya, and J. Obeysekera (1998), A wetland simulation module for the Modflow Ground Water Model, *Ground Water*, **36**(5), 764-770.

Reynolds, B., and A. Edwards (1995), Factors influencing dissolved nitrogen concentrations and loadings in upland streams of the UK, *Agricultural Water Management*, **27**(3-4), 181-202.

Rimstidt, J. D., and D. J. Vaughan (2003), Pyrite oxdation: a state-of-the-art assessment of the reaction mechanism, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(5), 873-880.

Riou, C. (1999), Géochimie des Terres Rares et des éléments traces associés dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes, application au traçage hydrologique, Thèse, pp. 293, Unuiversité de Rennes 1, Rennes.

Rizzuti, A. M., A. D. Cohen, and E. M. Stack (2004), Using hydraulic conductivity and micropetrography to assess water flow through peat-containing wetlands, *International Journal of Coal Geology*, **60**(1), 1-60.

Romanowicz, E. A., D. I. Siegel, and P. H. Glaser (1993), Hydraulic reversals and episodic methane emissions during drought cycles in mires, *Geology*, **21**(3), 231-234.

Rotkin Ellman, M., K. Addy, A. J. Gold, and P. M. Groffman (2004), Tree species, root decomposition and subsurface denitrification potential in riparian wetlands, *Plant and Soil*, **263**(1-2), 335-344.

Roulet, N. T. (1990), Hydrology of a headwater basin wetland: Groundwater discharge and wetland maintenance, *Hydrological Processes*, **4**(4), 387-400.

Roulet, N. T. (1991), Stormflow Production in a Headwater Basin Swamp, *Nordic Hydrology*, **22**(3), 161-174.

Rückauf, U., J. Augustin, R. Russow, and W. Merbach (2004), Nitrate removal from drained and reflooded fen soils affected by soil N transformation processes and plant uptake, *Soil Biology and Biochemistry*, **36**(1), 77-90.

Rycroft, D. W., D. J. A. Williams, and H. A. P. Ingram (1975a), The transmission of water through peat I. Review, *Journal of Ecology*, **63**, 535-556.

Rycroft, D. W., D. J. A. Williams, and H. A. P. Ingram (1975b), The transmission of water through peat II. Field experiments, *Journal of Ecology*, **63**, 557-568.

Salimeh, H. (1990), Pièges aquifères en Basse-Normandie, Thèse, pp. 355, Université de Caen, Thèse.

San Juan, C., and K. E. Kolm (1996), Conceptualization, characterization and numerical modeling of the Jackson Hole alluvial aquifer using ARC/INFO and MODFLOW, *Engineering Geology*, **42**(2-3), 119-137.

Sanchez-Perez, J. M., and M. Tremolieres (2003), Change in groundwater chemistry as a consequence of suppression of floods: the case of the Rhine floodplain, *Journal of Hydrology*, **270**(1-2), 89-104.

Sanusi, A., H. Wortham, M. Millet and P. Mirabel (1996), Chemical composition of rainwater in Eastern France, *Atmospheric Environment*, **30**(1), 59-71.

Schiff, S. L., J. Spoelstra, R. G. Semkin, and D. S. Jeffries (2005), Drought induced pulses of SO42- from a Canadian shield wetland: use of delta S-34 and delta O-18 in SO42- to determine sources of sulfur, *Applied Geochemistry*, **20**(4), 691-700.

Schlotzhauer, S. M., and J. S. Price (1999), Soil water flow dynamics in a managed cutover , Quebec : Field and laboratory investigations, *Water Resources Research*, **35**(12), 3675-3683.

Schwaerzel, K., M. Renger, R. Sauerbrey, and G. Wessolek (2002), Soil physical characteristics of peat soils, *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **165**(4), 479-486.

Scibek, J., and D. M. Allen (2006), Comparing modelled responses of two high-permeability, unconfined aquifers to predicted climate change, *Global and Planetary Change*, **50**(1-2), 50-62.

Scott, M. J., M. N. Jones, C. Woof, and E. Tipping (1998), Concentrations and fluxes of dissolved organic carbon in drainage water from an upland peat system, *Environment International*, **24**(5/6), 537-546.

Sebilo, M. (2003), Utilisation du traçage isotopique naturel pour caractériser et quantifier les processus de nitrification et de dénitrification à l'échelle du réseau hydrographique de la Seine, Thèse, pp. 124, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Shotyk, W. (1988), Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters, *Earth Science Reviews*, **25**(2), 95-176.

Shotyk, W., and P. Steinmann (1994), Pore-water indicators of rainwater-dominated versus groundwater-dominated peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland), *Chemical Geology*, **116**(1-2), 137-146.

Siegel, D. I. (1983), Ground water and the evolution of patterned mires, glacial lake Agassiz peatlands, northern Minnesota, *Journal of Ecology*, **71**(2), 913-921.

Siegel, D. I. (1988), The Recharge-Discharge Function of Wetlands Near Juneau, Alaska: Part I. Hydrogeological Investigations, *Ground Water*, **26**(4), 427-434.

Siegel, D. I., and P. H. Glaser (1987), Groundwater flow in a bog-fen complex, lost river peatland, northern Minnesota, *Journal of Ecology*, **75**(3), 743-754.

Sikora, L. J., and D. R. Keeney (1983), Further aspects of soil chemistry under anaerobic conditions, *Ecosystems of the world, Vol 4A, Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*, A. J. P. Gore, pp. 247-256, Elsevier, Amsterdam.

Singer, P. C., and W. Stumm (1970), Acidic Mine drainage : The rate determining step, *Science*, **167**, 1121-1123.

Sogreah Praud (2001), Fourniture d'un outil d'aide à la décision avec calage du modèle hydrodynamique en régime permanent et en régime transitoire - Synthèse des données et Modélisation mathématique, *110159.R4*, pp. 114, Sept. 2001.

Spratt, H. G., M. D. Morgan, and R. E. Good (1987), Sulfate reduction in peat from a New Jersey Pinelands cedar swamp, *Applied and Environmental Microbiology*, **53**(7), 1046-1411.

Steinmann, P., and W. Shotyk (1995), Ion chromatography of organic-rich natural waters from peatlands. V - Fe^{2+} and Fe^{3+}, *Journal of Chromatography A, 706*, 293-299.

Steinmann, P., and W. Shotyk (1997a), Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron in complete vertical porewater profiles from two *Sphagnum* peat bogs, Jura Mountains, Switzerland, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**(6), 1143-1163.

Steinmann, P., and W. Shotyk (1997b), Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Montains, Switzerland), *Chemical Geology, 138*(1-2), 25-53.

Strickland, T. C., J. W. Fitzgerald, and W. T. Swank (1985), *In situ* measurements of sulfate incorporation into forest floor and soil organic matter, *Canadian Journal of Forest Research,* **16**, 549-553.

Stumm, W., and J. J. Morgan (1996), *Aquatic chemistry : Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*, pp. 1022, Wiley Interscience, New York, (3rd edition).

Su, M., W. J. Stolte, and G. van der Kamp (2000), Modelling Canadian prairie wetland hydrology using a semi-distributed streamflow model, *Hydrological Processes,* **14**(14), 2405-2422.

Surridge, B. W. J., A. J. Baird, and A. L. Heathwaite (2005), Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat, *Hydrological Processes*, **19**(6), 1227-1244.

Swank, W. T., J. W. Fitzgerald, and J. T. Ash (1984), Microbial transformation of sulfate in forest soils, *Science,* **223**, 182-184.

Takahashi, S., and R. C. Peralta (1995), Optimal perennial yield planning for complex nonlinear aquifers: Methods and examples, *Advances in Water Resources,* **18**(1), 49-62.

Tang, C. Y., K. Azuma, Y. Iwami, B. Ohji, and Y. Sakura (2004), Nitrate behaviour in the groundwater of a headwater wetland, Chiba, Japan, *Hydrological Processes*, **18**(16), 3159-3168.

Taylor, B. R., D. Parkinson, and W. F. J. Parsons (1989), Nitrogen and lignin content as predictors of litter decay rates : A microcosm test, *Ecology,* **70**(1), 97-104.

Taylor, S. R., and S. M. McLennan (1985), *The Continental Crust : Its composition and evolution*, pp. 312, Blackwell, Oxford,

Thomas, P. A., and D. M. E. Pearce (2004), Role of cation exchange in preventing the decay of anoxic deep bog peat, *Soil Biology and Biochemistry,* **36**(1), 23-32.

Tipping, E., E. J. Smith, A. J. Lawlor, S. Hughes, and P. A. Stevens (2003), Predicting the release of metals from ombrotrophic peat due to drought-induced acidification, *Environmental Pollution,* **123**(2), 239-253.

Tipping, E., C. Woof, E. Rigg, A. F. Harrison, P. Ineson, K. Taylor, D. Benham, J. Poskitt, A. P. Rowland, R. Bol, and D. D. Harkness (1999), Climatic influences on the leaching

of dissolved organic matter from upland UK moorland soils, investigated by a field manipulation experiment, *Environment International,* **25**(1), 83-95.

Todorova, S. G., D. I. Siegel, and A. M. Costello (2005), Microbial Fe(III) reduction in a minerotrophic wetland - geochemical controls and involvement in organic matter decomposition, *Applied Geochemistry,* **20**(6), 1120-1130.

Tortrat, F. (2001), Etude hydrologique et hydrochimique de la tourbière de la basse vallée de l'Ay, pp. 30, Mémoire de DEA, Université de Rennes 1, Rennes.

Triganon, A., M. Dzikowski, J. P. Novel, M. Dray, G. M. Zuppi, and A. Parriaux (2003), Échanges nappe–rivière en vallée alpine : quantification et modélisation (Vallée d'Aoste, Italie), *Canadian Journal of Earth Sciences,* **40**(5), 775-786.

Trolard, F., G. Bourrié, A. Soulier, V. Maitre, J. M. R. Genin, and M. Abdelmoda (1998), Dynamique de l'oxydoréduction dans les zones humides, *Agriculture intensive et qualités des eaux,* C. Cheverry, pp. 185-208, INRA,

Urban, N. R., S. J. Eisenreich, and D. F. Grigal (1989), Sulfur cycling in a forested sphagnum bog in Northern Minnesota, *Biogeochemistry,* **7**, 81-109.

Vadillo, I., F. Carrasco, B. Andreo, A, García de Torres and C. Bosch (1999), Chemical composition of landfill leachate in a karst area with a Mediterranean climate (Marbella, southern Spain), *Environmental Geology*, **37**(4), 326-332.

Van Bodegom, P. M., R. Broekman, J. Van Dijk, C. Bakker, and R. Aerts (2005), Ferrous iron stimulates phenol oxidase activity and organic matter decomposition in waterlogged wetlands, *Biogeochemistry,* **76**(1), 69-83.

Van der Schaaf, S. (2004), A single well pumping and recovery test to measure in situ acrotelm transmissivity in raised bogs, *Journal of Hydrology,* **290**(1-2), 152-160.

Van Seters, T. E., and J. S. Price (2002), Towards a conceptual model of hydrological change on a abandoned cutover bog, Quebec, *Hydrological Processes,* **16**, 1965-1981.

Vidal-Beaudet, L., and S. Charpentier (2000), Percolation theory and hydrodynamics of soil-peat mixtures, *Soil Science Society of America Journal,* **64**, 827-835.

Vidon, P. G. F., and A. R. Hill (2004), Landscape controls on the hydrology of stream riparian zones, *Journal of Hydrology,* **292**(1-4), 210-228.

Von Post, L. (1924), The genetic system of the organogen formations of Sweden (*Das Genestische System der Organogenen Bildungen Schwedens*), IVième Conférence Internationale de Pédologie - Comission pour la Nomenclature et la qualité des sols, Rome,

Waddington, J. M., and N. T. Roulet (1997), Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland, *Journal of Hydrology*, **191**(1-4), 122-138.

Wallner, S. R., M. Pogorevc, H. Trauthwein, and K. Faber (2004), Biocatalytic Enantio-Convergent Preparation of sec-Alcohols using Sulfatases, *Engineering in Life Sciences*, **4**(6), 512-516.

Walter, A. V., S. Baize, O. Dugué, and M. Clet (1996), Les dépôts pléistocènes du seuil du Cotentin (Normandie) : Influence de l'évolution des environnements sédimentaires sur leur composition minéralogique et géochimique (résumé), 16ème Réunion des Sciences de la Terre, Orléans.

Warren, F. J., J. M. Waddington, R. A. Bourbonniere, and S. M. Day (2001), Effect of drought on hydrology and sulphate dynamics in a temperate swamp, *Hydrological Processes*, **15**, 3133-3150.

Weng, P., A. Coudrain-Ribstein, A. Talbi, and H. Benjoudi (1999), Groundwater Circulations between Alluvial Aquifer and Underlying Senonian Chalk in the Seine Valley, *Physics and Chemistry of the Earth*, **24**(1-2), 151-154.

Weng, P., F. Giraud, P. Fleury, and C. Chevallier (2003), Characterising and modelling groundwater discharge in an agricultural wetland on the French Atlantic coast, *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 33-42.

Wieder, R. K., and G. E. Lang (1988), Cycling of inorganic and organic sulfur in peat from Big Bog Run, West Virginia, *Biogeochemistry*, **5**, 221-242.

Williams, C. H. (1967), Some factors affecting the mineralization of sulphur in soils, *Plant and Soil*, **26**, 205-223.

Wind-Mulder, H. L., L. Rochefort, and D. H. Vitt (1996), Water and peat chemistry comparisons of natural and post-harvested peatlands across Canada and their relevance to peatland restoration, *Ecological Engineering*, **7**, 161-181.

Wise, W. R., M. D. Annable, J. A. E. Walser, R. S. Switt, and D. T. Shaw (2000), A wetland-aquifer interaction test, *Journal of Hydrology*, **227**(1-4), 257-272.

Yavitt, J. B., G. E. Lang, and R. K. Wieder (1987), Control of carbon mineralization to CH_4 and CO_2 in anaerobic,*Sphagnum*-derived peat from Big Run Bog, West Virginia, *Biogeochemistry*, **4**(2), 141-157.

Zeeb, P. J., and H. F. Hemond (1998), Hydrologic Response of a Wetland to Changing Moisture Conditions: Modeling Effects of Soil Heterogeneity, *Climatic Change*, **40**(2), 211-227.

Zeitz, J., and A. Gensior (2001), Changes in Physical and Chemical Properties of Fen Soils Induced by Long-term Drainage, Followed by Recent Rewetting, *Sustaining the Global farm : Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting (May 24-29,1999)*, D. E. Stott, R. H. Mohtar, and G. C. Steinhardt, pp. 655-661, International Soil Conservation Organization.

Zhang, L., and W. J. Mitsch (2005), Modelling hydrological processes in created freshwater wetlands: an integrated system approach, *Environmental Modelling & Software*, **20**(7), 935-946.

TABLE DES FIGURES

PARTIE I

Figure I - 1

Localisation et carte géologique du Cotentin (d´après la carte géologique de la France au millionième [Chantraine et al., 1996]) **9**

Figure I - 2

Localisation des principaux bassins sédimentaires du Cotentin, F1 est un forage exploitant l'aquifère de Sainteny-Marchesieux [d'après Baize, 1998; Baize et al., 1998; Dugué, 2003] **11**

Figure I - 3

Coupe géologique du l'aquifère de Lessay surmonté d'une couche d'argile et d'une couverture tourbeuse holocène [Tortrat, 2001] **11**

Figure I - 4

Localisation des sites S et G le long de la rivière *Holerotte* **14**

Figure I - 5

Carte du réseau hydrographique et des paysages des marais du Cotentin et localisation de la zone d'étude (carré noir) **15**

Figure I - 6

Schéma des crépines sur les piézomètres en PVC et du bouchon installé à la base **16**

Figure I - 7

Plan d'implantation des piézomètres dans la tourbe et les argiles, localisation du forage d'exploitation F1 et des forages d'observations des sables G et Pz4 ..... **17**

Figure I - 8

Transect CD du site S **19**

Figure I - 9

Transect AB sur le site G **19**

Figure I - 10

Profil pédologique réalisé sur le site S, à proximité de la rivière **22**

Figure I - 11

Profil pédologique réalisé sur le site G dans la zone interne de la tourbière **24**

Figure I - 12

Profil pédologique réalisé sur le site G à proximité de la rivière, sur la bordure de la zone humide **25**

Figure I - 13

Spectre des Terres Rares de la tourbe solide **29**

PARTIE II

Figure II - 1

Map of studied sites showing piezometer locations, water level rules and sand deep boreholes **42**

Figure II - 2

Schematic cross-section of the Reference Site G (a) and the Pumping Sites S (b) **43**

Figure II - 3

Water balance is calculated in a peatland section described by the dashed line with R as rainfall and ET as actual evapotranspiration **47**

Figure II - 4

Daily rainfall (a) and water level fluctuations during a 2-year period in Reference site G (b), Pumping Site S - right bank (c) and Pumping site S - left bank (d) **50**

Figure II - 5

Schematic detail of groundwater flow between the stream and the peat on reference site G **51**

Figure II - 6

Schematic detail of groundwater flow between the stream and the peat on pumping sites S **51**

Figure II - 7

Vertical hydraulic gradient between the peatland and the sand aquifer **52**

Figure II - 8

Plot of peat hydraulic conductivity as a function of depth **52**

Figure II - 9

Annual precipitation of a meteorological station 5 km north of the sites from 1998 to 2005 **59**

Figure II - 10

Peat and sand piezometric monitoring during 2001-2005 period of Lessay site and Reference site G **61**

PARTIE III

Figure III - 1

Séquence chronologique des réactions de réduction attendues en zone humide [Ponnamperuma, 1972; Sikora and Keeney, 1983; Mariotti, 1994; Trolard et al., 1998; Mitsch and Gosselink, 2000] **72**

Figure III - 2

Transformations de l'azote en zone humide, d'après [Mitsch and Gosselink, 2000] **75**

Figure III - 3

Formule des amino-acides Méthionine, Cystéine et Cystine **77**

Figure III - 4

Schéma du cycle du soufre en zone humide d'eau douce mettant en évidence que les espèces organiques peuvent être converties en espèces inorganiques et inversement [Mitsch and Gosselink, 2000] **79**

Figure III - 5

Transformations du carbone en zone humide, COP = Carbone Organique Particulaire, COD = Carbone Organique Dissous, d'après [Mitsch and Gosselink, 2000] **85**

Figure III - 6

Diagramme de Piper des eaux météoriques, des rivières et des sables **87**

Figure III - 7 : Concentrations en chlore et en sodium des eaux souterraines et superficielles du site G **89**

Figure III - 8

Concentrations en chlore et en sodium des eaux souterraines et superficielles du site S - Rive droite **89**

Figure III - 9

Concentrations en chlore et en sodium des eaux souterraines et superficielles du site S - Rive gauche **90**

Figure III - 10

Concentration en chlore des eaux souterraines tourbeuses en fonction de la distance par rapport à la rivière sur le site S **91**

Figure III - 11

Concentration en sodium des eaux souterraines tourbeuses en fonction de la distance par rapport à la rivière sur le site S **91**

Figure III - 12

Evolution de la conductivité électrique (µS/cm) des eaux de la tourbe **92**

Figure III - 13

Evolution du pH dans la nappe de la tourbe et dans la rivière sur le site S et sur le site G **93**

Figure III - 14

Evolution temporelle de la piézométrie moyenne de la nappe de la tourbe et des potentiels redox mesurés dans la tourbe et dans la rivière sur le site G **94**

Figure III - 15

Evolution temporelle de la piézométrie moyenne de la nappe de la tourbe et des potentiels redox mesurés dans la tourbe et dans la rivière sur le site S **94**

Figure III - 16

Variations des concentrations en NO_3 dans la rivière et dans la nappe des sables **96**

Figure III - 17

Profil de concentrations en NO_3 de la rivière vers l'intérieur de la tourbe dans la nappe superficielle (carré noir) et profonde (carré blanc) sur le site G (à gauche) et sur le site S (à droite) **97**

Figure III - 18

Variation temporelle des concentrations en nitrates dans la nappe superficielle de la tourbe sur le site G en fonction de la variation de la surface libre **98**

Figure III - 19

Variation temporelle des concentrations en nitrates dans la nappe superficielle de la tourbe sur le site S en fonction de la variation de la surface libre **99**

Figure III - 20

Variations de $[SO_4]$ dans la rivière, de la pluie et dans la nappe des sables **100**

Figure III - 21

Evolution des concentrations en sulfates en fonction du site, de la date, de la localisation du piézomètre et de la profondeur (carré noir = surface ; carré blanc = profond) **101**

Figure III - 22

Evolution de la concentration en fer total ($mg.L^{-1}$) dans les eaux de la tourbe **102**

Figure III - 23

Evolution de la concentration en Fe^{2+} ($mg.L^{-1}$) dans les eaux de la tourbe **103**

Figure III - 24

Evolution des concentrations en COD ($mg.L^{-1}$) en fonction du site, de la date, de la localisation du piézomètre et de la profondeur de prélèvement (carré noir = surface ; carré blanc = profond) **104**

Figure III - 25

Evolution des concentrations en Calcium dans les eaux de la tourbe **105**

Figure III - 26

Evolution des concentrations en Magnésium dans les eaux de la tourbe **107**

Figure III - 27

Evolution des concentrations en Manganèse dans les eaux de la tourbe **107**

Figure III - 28

Evolution des concentrations en Aluminium dans les eaux de la tourbe **107**

Figure III - 29

Spectre de REE normalisées-UCC d'échantillons de tourbe solide **108**

Figure III - 30

Spectre de REE normalisées-UCC d'eaux de la nappe de la tourbe **108**

Figure III - 31

Evolution des concentrations des REE sur le site G **109**

Figure III - 32

Spectre des Terres Rares dissous dans les eaux de la tourbe du piézomètre G_2 ..... **109**

Figure III - 33

Profondeur des crépines et localisation de la zone de battement de la nappe **112**

Figure III - 34

Piézométrie de la tourbe et des sables dans le bassin de Lessay [d'après Tortrat, 2001] **114**

Figure III - 35

Pic de SO_4 corrélé avec la remontée de la surface libre en G_2 et S_3 ..... **119**

Figure III - 36

Evolution des caractéristiques chimiques du piézomètre G_2 ..... **121**

Figure III - 37

Evolution des caractéristiques chimiques du piézomètre S_3 ..... **122**

Figure III - 38

Schéma illustrant les réactions chimiques d'oxydation de la pyrite [d'après Kamei and Ohmoto, 2000] **123**

Figure III - 39

Figure synthétique illustrant les processus biogéochimiques mis en jeu en fonction de l'état de la nappe (Hautes eaux – Basses eaux) et du site S et G **127**

PARTIE VI

Figure IV - 1

Exemple de discrétisation d'un aquifère selon une maillage rectangulaire [McDonald and Harbaugh, 1988] **133**

Figure IV - 2

Schéma de la condition-limite « Rivière » de Modflow [McDonald and Harbaugh, 1988] **134**

Figure IV - 3

Schéma de la condition-limite « General Head Boundary » de Modflow [McDonald and Harbaugh, 1988] **135**

Figure IV - 4

Carte de la zone modélisée [Sogreah Praud, 2001] **142**

Figure IV - 5

Discrétisation spatiale 3D avec trois niveaux aquifères. L'échelle verticale (50-80m) est disproportionnée par rapport à l'échelle horizontale (cellules de 100 m de côté) **143**

Figure IV - 6

Carte des isobathes du substratum permien de l'aquifère de Sainteny-Marchesieux **144**

Figure IV - 7

Le modèle est discrétisé en trois niveaux (a) Niveau 1 supérieur, (b) Niveau 2 intermédiaire, (c) Niveau 3 inférieur, dans lesquels sont définis les trois aquifères : la tourbe (gris), les argiles (noir) et les sables (blanc) **145**

Figure IV - 8

Conditions-limites « rivière » à l´ouest et au nord, et « charge imposée » à l´est **146**

Figure IV - 9

Variations de la piézométrie des sables dans les piézomètres de la DDAF entre le 01/01/2003 et le 01/07/2005 **148**

Figure IV - 10

Précipitations enregistrées de la station météorologique de Baupte et recharge calculée entre 01/01/2003 et le 28/02/2005 **148**

Figure IV - 11

Comparaison des valeurs observées et simulées des charges hydrauliques des sables dans les forages de la DDAF pour $K_{sables} = 8.10^{-4}$ m.s^{-1} et une recharge nulle **150**

Figure IV - 12

Gradient vertical tourbe-sables simulé en fonction de la perméabilité des argiles **150**

Figure IV - 13

Méthode d´estimation de S_y (dans cet exemple = 15%) **154**

Figure IV - 14

Comparaison de la charge hydraulique simulée et observée dans les piézomètres des sables P12, K, F18, E et B situés sur la bordure-est du modèle. **156**

Figure IV - 15

Evolution du niveau de l'Holerotte et La Sèves entre le 01/01/03 et le 01/03/05 **157**

Figure IV - 16

Tracé des 6 segments des conditions-limites rivières **158**

Figure IV - 17

Deux conductivités hydrauliques dans les argiles (niveau 2) : $K_{argiles-S}$ (amont) et $K_{argiles-G}$ (aval) **159**

Figure IV - 18

Comparaison des valeurs observées, observées-translatées et simulées de la tourbe et des sables sur le site G **161**

Figure IV - 19

Comparaison des valeurs observées, observées-translatées et simulées de la tourbe et des sables sur le site S **161**

Figure IV - 20

Niveau piézométrique E-W et N-S autour de F1 de la nappe des sables à t = 200 j (20/07/03) à l'issue d'une simulation avec/sans pompage **162**

Figure IV - 21

Localisation des piézomètres permettant d'observer la circulation des flux d'eau souterraine dans la tourbe et les relations hydrauliques avec la rivière **163**

Figure IV - 22

Charge Hydraulique Simulée dans le niveau 1 de la tourbe « tourbe » sur les sites S et G **164**

Figure IV - 23

Profil de la nappe simulée sur le site G en hautes eaux (30/01/04) et en basses eaux (04/10/04). **166**

Figure IV - 24

Profil de la nappe simulée sur le site S en hautes eaux (30/01/04) et en basses eaux (04/10/04) **166**

Figure IV - 25

Variations de la piézométrie des sables dans les piézomètres de la DDAF de 1998 à 2005 ..... **171**

Figure IV - 26

Précipitations annuelles 1998-2005 de la station météorologique de Baupte **171**

Figure IV - 27

Carte piézométrique simulé du niveau 3 (sables) au jour j = 1504 (le 13/02/02) en fonction du débit Q : (a) Q = 0 m^3/jour, (b) Q = 8800 m^3/jour, (c) Q = 11600 m^3/jour, (d) Q = 16400 m^3/jour **173**

Figure IV - 28

Carte piézométrique simulée du niveau 1 (la nappe de la tourbe) du modèle au jour j = 1504 (le 13/02/02) en fonction du débit Q : (a) Q = 0 m^3/jour, (b) Q = 8800 m^3/jour, (c) Q = 11600 m^3/jour, (d) Q = 16400 m^3/jour **175**

Figure IV - 29

Chronique simulée de la tourbe en F1 (site S) en fonction du débit Q d'exploitation de l'aquifère. **176**

Figure IV - 30

Charge hydraulique simulée (m) sur les piézomètres P_{S1}, P_{S2}, P_{S3}, P_{S4}, P_{D1} et sur le forage F1 dans La zone humide tourbeuse en fonction des différents débits Q : (a) Q = 0 m^3/jour, (b) Q = 8800 m^3/jour, (c) Q = 11600 m^3/jour, (d) Q = 16400 m^3/jour **177**

Figure IV - 31

Simulation de la charge hydraulique des sables (ligne pleine) et de la tourbe (ligne tiretée) dans le forage F1 dans des conditions variables : pas de pompage (a), situation actuelle (b), recharge accrue (c) **179**

Figure IV - 32

Variation de la piézométrie de la nappe des sables en F1 ..... **180**

Figure IV - 33

Résultats de simulation du scénario de référence et du scénario 6 sur les piézomètres S7 et F1 ..... **181**

Figure IV - 34

Charge hydraulique simulée en P_{S1} et P_{F1} dans la tourbe (niveau 1) et les sables (niveau 3) pour des scénarios de recharge différents : (a) Recharge 1998-2005 diminuée de 50%, (b) Recharge 1998-2005, (c) Recharge 1998-2005 augmentée de 50% **182**

Figure IV - 35

Charge hydraulique simulée en F1 pour une recharge modifiée uniquement sur la surface de la zone tourbeuse **183**

PARTIE V

Figure V - 1

Figure synthétique des relations entre les flux hydrologiques, les conditions redox du milieu et les processus engagés **193**

PHOTOS

Photo I - 1

Piézomètres en PVC installés dans la tourbe **16**

Photo I - 2

Règle limnimétrique implantée sur le site S **18**

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE I

Tableau I - 1

Longueur de la zone crépinée et profondeur des différents piézomètres **16**

Tableau I - 2

Degré de décomposition de la tourbe de l'échelle de Von Post [Clymo, 1983] **21**

Tableau I - 3

Nomenclature des échantillons de tourbe solide analysés par ICP-MS **27**

Tableau I - 4

Résultats des analyses ($mg.kg^{-1}$ de matière sèche) par ICP-MS des échantillons de tourbe solide, la moyenne et l'écart type sont calculés sur deux replicats **27**

Tableau I - 5

Teneurs (%) en C, N, S, rapport C/N et concentrations (ppm) en Na, Mg, K, Ca, Fe de tourbe **28**

Tableau I - 6

Incertitudes des mesures du C et du S sur le doseur C-S LECO SC144 DRPC **29**

Tableau I - 7

Pourcentages de C, N, S, O (Moy. et écart-type σ de 2 ou 3 réplicats) et rapport C/N des échantillons solides de tourbe **30**

Tableau I - 8

Calendrier des campagnes de chimie **31**

PARTIE II

Table II - 1

Hydrological budget of the Pumping sites S and reference site G of the 2004-year period **60**

PARTIE III

Tableau III - 1

Séquence des réactions redox [Ponnamperuma, 1972; Sikora and Keeney, 1983; Mariotti, 1994; Hedin et al., 1998; Mitsch and Gosselink, 2000] **73**

Tableau III - 2

Etat d'oxydation de l'azote **73**

Tableau III - 3

Etat d'oxydation du soufre [Mitsch and Gosselink, 2000] **76**

Tableau III - 4

Fraction de soufre inorganique dans différentes zones humides **78**

Tableau III - 5

Concentrations en Ca^{2+} dans différentes tourbières [Mitsch and Gosselink, 2000] **106**

PARTIE VI

Tableau IV - 1

Caractéristiques hydrodynamiques des couches aquifères **141**

Tableau IV - 2

Valeurs initiales du modèle en régime permanent. **149**

Tableau IV - 3

Valeurs initiales des paramètres du modèle en régime transitoire. **152**

Tableau IV - 4

Caractéristiques des segments définissant les conditions-limites rivières **158**

Tableau IV - 5

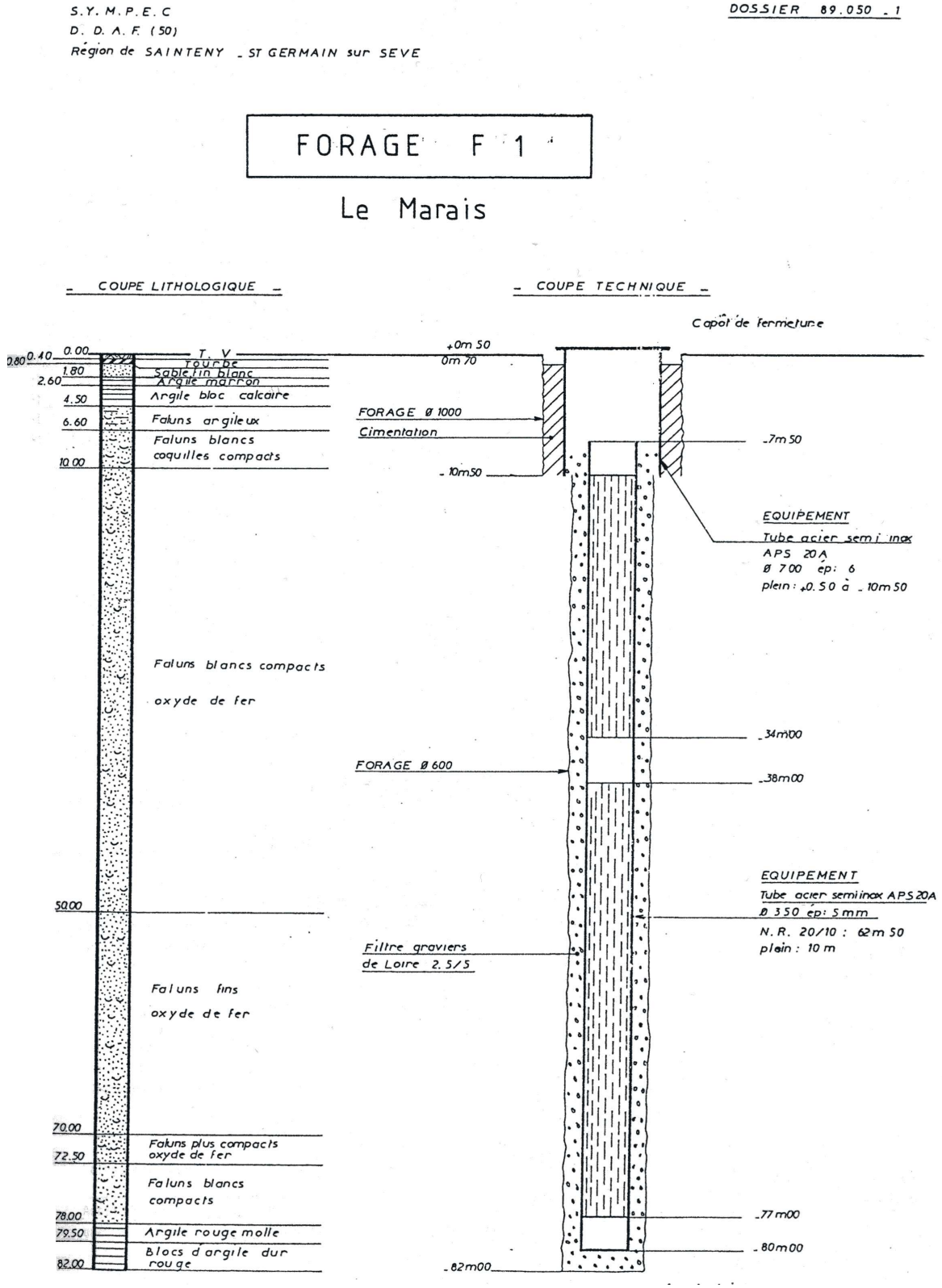
Valeurs des paramètres ajustés à l'issu de la calibration en régime transitoire. **160**

Tableau IV - 6

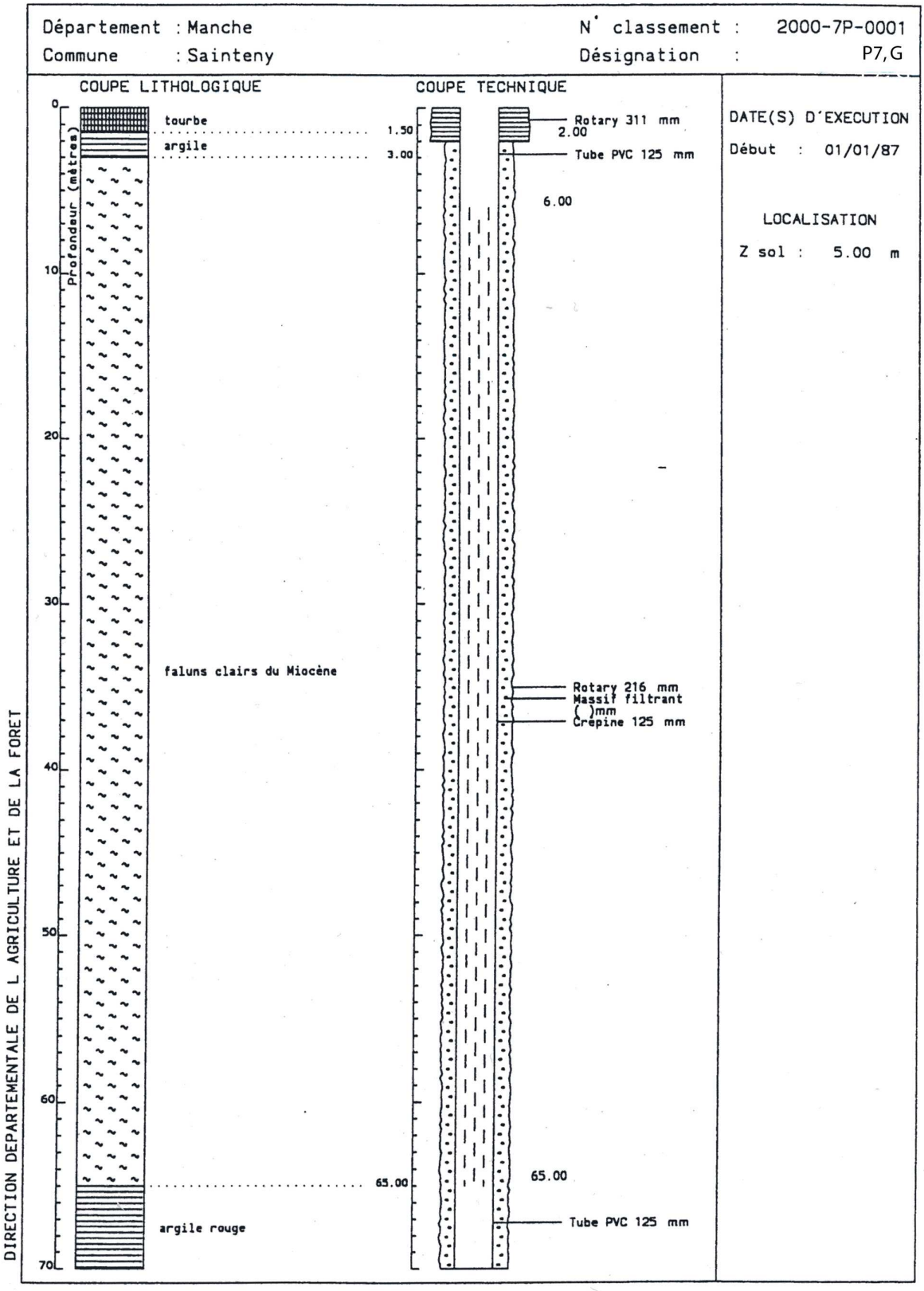
Descriptif des différents scénarios simulés **172**

ANNEXE I

Coupe lithologique et technique du forage F_1



Coupe lithologique et technique du forage G



ANNEXE II

Analyses chimiques du piézomètre G_2

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	516	572	1835	690	717	938	1099	724	500
Eh/ESH	mV	87	137	653	677	610	289	602	665	550
T°C	degré °C	9.3	21.5	11.6	10.2	9.7	14.6	12.9	9.7	6.1
pH		5.7	5.9	3.3	4.2	3.6	4.9	4.3	4.0	4.2
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00160	0.00124	0.00106	0.00050	0.00041	0.00025	0.00052	0.00053	0.00031
COD	$mg.L^{-1}$	70.3	63.7	16.3	21.2	24.5	28.8	20.5	28.1	36.1
IC	$mg.L^{-1}$	5.2	12.4	4.3	1.7	2.0	6.7	3.4	1.2	3.7
Cl^-	$mg.L^{-1}$	21.0	21.8	24.6	22.5	21.2	19.6	22.1	26.6	22.8
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	168.9	138.2	1171.8	480.5	385.9	500.0	482.3	304.3	242.6
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	25.8	14.2	n.d.	n.d.	16.3	9.0	5.6
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	1.5	6.8	0.2	0.7	3.9	-	0.6	-
Na	ppm	10.19	11.09	20.91	11.29	-	12.33	-	7.65	-
Mg	ppm	6.53	6.48	26.66	10.07	-	10.67	-	5.19	-
Al	ppm	0.31	0.26	13.83	2.07	-	0.78	-	0.50	-
K	ppm	2.48	3.62	3.30	2.07	-	1.84	-	1.26	-
Ca	ppm	69.74	73.44	363.18	146.12	-	162.06	-	86.14	-
V	ppm	0.0018	0.0029	0.0014	0.0001	-	0.0011	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0017	0.0019	0.0011	0.0007	-	0.0011	-	0.0012	-
Mn	ppm	3.08	3.39	16.14	5.87	-	6.03	-	3.19	-
Fe	ppm	15.24	17.64	29.44	1.42	-	33.14	-	1.52	-
Co	ppb	8.30	5.75	254.31	67.80	-	63.47	-	27.90	-
Cu	ppb	3.28	1.42	5.08	3.16	-	4.36	-	3.53	-
Zn	ppb	17.59	61.90	193.61	74.77	-	64.96	-	40.53	-
Rb	ppb	5.63	6.90	11.85	7.39	-	7.21	-	5.38	-
Sr	ppb	250.23	264.31	1375.66	652.76	-	666.68	-	437.71	-
Cd	ppb	0.054	0.109	2.073	0.725	-	0.634	-	0.809	-
Ba	ppb	32.10	30.86	47.38	38.56	-	39.18	-	36.68	-
La	ppb	0.3319	0.3938	8.2664	1.8231	-	0.7302	-	0.7895	-
Ce	ppb	0.7343	1.0894	13.9327	3.4721	-	1.4808	-	1.6935	-
Pr	ppb	0.0973	0.1178	1.4430	0.3687	-	0.1751	-	0.2108	-
Nd	ppb	0.4244	0.5325	5.5203	1.5340	-	0.7560	-	0.9202	-
Sm	ppb	0.1011	0.1174	1.1146	0.3323	-	0.1764	-	0.2174	-
Eu	ppb	0.0262	0.0277	0.2807	0.0815	-	0.0397	-	0.0499	-
Gd	ppb	0.1135	0.1312	1.5818	0.4245	-	0.1982	-	0.2393	-
Tb	ppb	0.0165	0.0190	0.2559	0.0671	-	0.0307	-	0.0369	-
Dy	ppb	0.1011	0.1227	1.5984	0.4324	-	0.1900	-	0.2276	-
Ho	ppb	0.0236	0.0275	0.3626	0.0942	-	0.0429	-	0.0496	-
Er	ppb	0.0718	0.0818	1.0525	0.2822	-	0.1339	-	0.1555	-
Tm	ppb	0.0112	0.0121	0.1336	0.0390	-	0.0194	-	0.0243	-
Yb	ppb	0.0752	0.0826	0.7852	0.2378	-	0.1296	-	0.1488	-
Lu	ppb	0.0129	0.0134	0.1160	0.0374	-	0.0222	-	0.0254	-
Pb	ppb	10.1753	3.9182	63.8211	50.4934	-	5.6869	-	11.7289	-
Th	ppb	0.1173	0.1075	0.0728	0.0556	-	0.0958	-	0.0440	-
U	ppb	0.0249	0.0259	0.0421	0.0228	-	0.0127	-	0.0122	-

Analyses chimiques du piézomètre G_3

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	624	564	478	357	448	543	598	506	427
Eh/ESH	mV	16	107	510	508	463	264	418	522	519
T°C	degré °C	9	15.9	12.4	9.6	9.8	15.1	13.4	9.9	5.7
pH		6.15	6.15	6.3	6.1	5.8	5.88	6.48	6.23	5.8
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00500	0.00286	0.00235	0.00144	0.00139	0.00233	0.00176	0.00137	0.00157
COD	$mg.L^{-1}$	98.7	88.3	70.7	54.2	48.7	48.5	51.3	47.9	42.9
IC	$mg.L^{-1}$	25.7	40.6	29.1	17.7	17.6	36.5	22.1	15.9	17.0
Cl^-	$mg.L^{-1}$	18.2	17.9	17.0	15.1	17.4	12.9	13.0	15.4	14.0
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	151.9	125.3	89.0	104.0	132.1	163.5	153.4	161.9	162.2
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	8.9	12.5	13.5	3.5	16.3	15.5	13.0
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.9	0.5	0.2	0.3	1.3	-	0.5	-
Na	ppm	5.76	6.43	7.35	5.07	-	5.93	-	3.33	-
Mg	ppm	11.53	12.09	10.26	8.22	-	10.28	-	5.82	-
Al	ppm	0.21	0.20	0.14	0.04	-	0.11	-	0.04	-
K	ppm	2.63	2.37	2.23	1.57	-	1.82	-	1.03	-
Ca	ppm	98.07	103.79	81.21	70.04	-	92.36	-	62.65	-
V	ppm	0.0016	0.0019	0.0004	0.0001	-	0.0003	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0012	0.0013	0.0008	0.0004	-	0.0006	-	0.0002	-
Mn	ppm	2.43	2.41	1.76	0.02	-	2.13	-	0.18	-
Fe	ppm	20.31	17.14	1.71	0.32	-	5.10	-	0.79	-
Co	ppb	4.41	2.61	1.32	0.41	-	0.86	-	0.28	-
Cu	ppb	1.83	0.86	1.32	1.96	-	2.19	-	2.10	-
Zn	ppb	8.17	5.92	21.03	10.10	-	10.97	-	8.33	-
Rb	ppb	3.83	3.94	5.09	3.36	-	4.66	-	3.59	-
Sr	ppb	384.04	410.27	314.12	329.22	-	387.44	-	350.02	-
Cd	ppb	0.033	0.046	0.060	0.063	-	0.423	-	0.558	-
Ba	ppb	79.81	73.08	63.49	44.52	-	82.49	-	62.37	-
La	ppb	0.4866	0.4604	0.1882	0.0710	-	0.1833	-	0.0859	-
Ce	ppb	1.0298	0.9738	0.4003	0.0724	-	0.3869	-	0.1233	-
Pr	ppb	0.1426	0.1347	0.0588	0.0208	-	0.0543	-	0.0261	-
Nd	ppb	0.6237	0.5940	0.2693	0.1016	-	0.2377	-	0.1154	-
Sm	ppb	0.1404	0.1303	0.0649	0.0249	-	0.0611	-	0.0304	-
Eu	ppb	0.0375	0.0294	0.0134	0.0048	-	0.0117	-	0.0042	-
Gd	ppb	0.1524	0.1402	0.0729	0.0334	-	0.0658	-	0.0337	-
Tb	ppb	0.0218	0.0201	0.0108	0.0051	-	0.0098	-	0.0049	-
Dy	ppb	0.1252	0.1192	0.0640	0.0334	-	0.0586	-	0.0327	-
Ho	ppb	0.0281	0.0258	0.0143	0.0074	-	0.0132	-	0.0073	-
Er	ppb	0.0849	0.0761	0.0468	0.0247	-	0.0409	-	0.0239	-
Tm	ppb	0.0118	0.0110	0.0068	0.0041	-	0.0061	-	0.0035	-
Yb	ppb	0.0802	0.0729	0.0440	0.0267	-	0.0381	-	0.0236	-
Lu	ppb	0.0122	0.0113	0.0076	0.0048	-	0.0064	-	0.0040	-
Pb	ppb	5.3001	0.6028	23.7945	2.1714	-	11.2556	-	3.9194	-
Th	ppb	0.0905	0.0946	0.0742	0.0350	-	0.0361	-	0.0205	-
U	ppb	0.0355	0.0282	0.0167	0.0131	-	0.0145	-	0.0090	-

Analyses chimiques du piézomètre G_4

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	474	475	369	275	342	435	470	390	335
Eh/ESH	mV	48	89	482	499	491	265	387	515	447
T°C	degré °C	9.3	16.2	12.5	9.8	9.7	15.2	13.5	9.2	6.2
pH		6.6	6.1	6.3	6.4	6.1	6.0	6.6	6.6	6.4
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00610	0.00298	0.00235	0.00174	0.00172	0.00270	0.00213	0.00183	0.00180
COD	$mg.L^{-1}$	111.3	104.8	97.3	83.8	77.9	81.0	84.9	76.9	68.9
IC	$mg.L^{-1}$	29.9	42.3	28.3	21.1	21.9	53.0	23.6	20.3	24.1
Cl^-	$mg.L^{-1}$	15.2	15.3	14.9	14.0	16.5	14.2	15.2	18.3	17.9
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	65.5	49.1	33.1	34.0	46.8	59.9	55.5	57.2	61.1
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	16.2	18.4	21.6	1.9	20.4	24.0	23.0
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	2.5	1.2	0.5	1.0	3.4	-	1.2	-
Na	ppm	4.05	4.39	4.69	3.96	-	4.81	-	3.26	-
Mg	ppm	10.99	11.65	10.36	7.97	-	10.71	-	6.46	-
Al	ppm	0.24	0.27	0.23	0.16	-	0.20	-	0.11	-
K	ppm	1.57	1.65	1.61	1.42	-	1.95	-	1.29	-
Ca	ppm	76.95	81.83	68.01	56.84	-	72.33	-	52.86	-
V	ppm	0.0012	0.0013	0.0007	0.0005	-	0.0008	-	0.0005	-
Cr	ppm	0.0013	0.0015	0.0012	0.0007	-	0.0007	-	0.0004	-
Mn	ppm	0.89	0.92	0.69	0.36	-	0.99	-	0.35	-
Fe	ppm	8.83	8.91	3.38	1.80	-	6.29	-	3.25	-
Co	ppb	2.22	1.84	1.15	0.92	-	1.36	-	0.62	-
Cu	ppb	1.19	1.12	1.88	2.04	-	1.95	-	2.35	-
Zn	ppb	5.13	5.91	33.10	29.66	-	15.62	-	16.46	-
Rb	ppb	3.56	3.63	3.57	3.07	-	4.71	-	3.82	-
Sr	ppb	272.51	287.78	248.43	223.46	-	291.22	-	248.27	-
Cd	ppb	0.028	0.033	0.034	0.067	-	0.345	-	0.424	-
Ba	ppb	59.55	58.20	55.92	44.04	-	68.32	-	54.72	-
La	ppb	0.3611	0.3463	0.2524	0.2058	-	0.2318	-	0.2116	-
Ce	ppb	0.7124	0.6727	0.4971	0.3811	-	0.4702	-	0.3905	-
Pr	ppb	0.1035	0.0976	0.0768	0.0619	-	0.0675	-	0.0619	-
Nd	ppb	0.4492	0.4221	0.3303	0.2846	-	0.3007	-	0.2733	-
Sm	ppb	0.0988	0.0955	0.0766	0.0683	-	0.0739	-	0.0671	-
Eu	ppb	0.0285	0.0202	0.0183	0.0146	-	0.0142	-	0.0121	-
Gd	ppb	0.1101	0.1037	0.0840	0.0768	-	0.0769	-	0.0706	-
Tb	ppb	0.0157	0.0151	0.0115	0.0114	-	0.0110	-	0.0100	-
Dy	ppb	0.0958	0.0907	0.0700	0.0704	-	0.0703	-	0.0628	-
Ho	ppb	0.0202	0.0194	0.0157	0.0158	-	0.0149	-	0.0130	-
Er	ppb	0.0620	0.0570	0.0481	0.0490	-	0.0447	-	0.0410	-
Tm	ppb	0.0094	0.0083	0.0071	0.0073	-	0.0069	-	0.0061	-
Yb	ppb	0.0600	0.0561	0.0476	0.0496	-	0.0429	-	0.0392	-
Lu	ppb	0.0091	0.0086	0.0076	0.0081	-	0.0072	-	0.0068	-
Pb	ppb	0.8775	0.5938	7.1918	4.4633	-	4.0572	-	5.4244	-
Th	ppb	0.0815	0.0939	0.0617	0.0597	-	0.0472	-	0.0406	-
U	ppb	0.0210	0.0194	0.0170	0.0204	-	0.0133	-	0.0108	-

Analyses chimiques du piézomètre G_5

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	-	-	408	328	394	403	491	443	367
Eh/ESH	mV	-	-	469	478	435	231	363	329	443
T°C	degré °C	-	-	12.4	10.8	10.4	15	13.5	10.8	7.2
pH		-	-	6.6	6.5	6.3	6.1	6.9	6.5	6.5
Alc.	$mol.L^{-1}$	-	-	0.00288	0.00292	0.00277	0.00294	0.00293	0.00484	0.00343
COD	$mg.L^{-1}$	-	-	36.8	35.1	34.3	32.2	35.4	38.6	36.5
IC	$mg.L^{-1}$	-	-	37.4	37.0	32.2	44.2	39.1	39.2	43.0
Cl^-	$mg.L^{-1}$	-	-	33.9	25.9	31.3	25.8	26.4	29.4	28.0
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	-	-	4.2	6.3	13.4	14.4	23.5	14.1	14.1
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	-	-	6.2	3.7	13.3	1.7	4.5	n.d.	5.2
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	-	0.5	0.1	0.2	2.9	-	2.0	-
Na	ppm	-	-	31.23	26.29	-	28.51	-	23.67	-
Mg	ppm	-	-	4.40	3.68	-	4.16	-	3.64	-
Al	ppm	-	-	0.04	0.02	-	0.04	-	0.02	-
K	ppm	-	-	6.26	5.46	-	5.99	-	5.16	-
Ca	ppm	-	-	39.28	38.24	-	40.94	-	41.77	-
V	ppm	-	-	0.0010	0.0006	-	0.0019	-	0.0008	-
Cr	ppm	-	-	0.0023	0.0015	-	0.0021	-	0.0016	-
Mn	ppm	-	-	0.20	0.12	-	0.23	-	0.30	-
Fe	ppm	-	-	1.33	0.31	-	3.08	-	1.57	-
Co	ppb	-	-	0.98	0.76	-	0.90	-	0.87	-
Cu	ppb	-	-	1.08	0.97	-	1.78	-	0.59	-
Zn	ppb	-	-	10.03	3.75	-	5.33	-	3.84	-
Rb	ppb	-	-	3.12	2.82	-	3.21	-	3.21	-
Sr	ppb	-	-	68.27	72.46	-	81.79	-	89.41	-
Cd	ppb	-	-	0.049	0.048	-	0.140	-	0.180	-
Ba	ppb	-	-	26.67	23.17	-	31.45	-	31.06	-
La	ppb	-	-	0.0796	0.0515	-	0.1639	-	0.0719	-
Ce	ppb	-	-	0.3144	0.1442	-	0.4889	-	0.2267	-
Pr	ppb	-	-	0.0290	0.0147	-	0.0446	-	0.0210	-
Nd	ppb	-	-	0.1266	0.0650	-	0.1896	-	0.0918	-
Sm	ppb	-	-	0.0308	0.0160	-	0.0479	-	0.0244	-
Eu	ppb	-	-	0.0072	0.0030	-	0.0104	-	0.0045	-
Gd	ppb	-	-	0.0370	0.0224	-	0.0520	-	0.0314	-
Tb	ppb	-	-	0.0055	0.0036	-	0.0087	-	0.0050	-
Dy	ppb	-	-	0.0403	0.0248	-	0.0532	-	0.0327	-
Ho	ppb	-	-	0.0086	0.0059	-	0.0122	-	0.0073	-
Er	ppb	-	-	0.0274	0.0176	-	0.0365	-	0.0239	-
Tm	ppb	-	-	0.0041	0.0028	-	0.0058	-	0.0037	-
Yb	ppb	-	-	0.0307	0.0192	-	0.0374	-	0.0247	-
Lu	ppb	-	-	0.0051	0.0035	-	0.0062	-	0.0046	-
Pb	ppb	-	-	4.8993	5.1226	-	1.8135	-	1.3167	-
Th	ppb	-	-	0.0374	0.0185	-	0.0403	-	0.0223	-
U	ppb	-	-	0.0906	0.0895	-	0.0960	-	0.0400	-

Analyses chimiques du piézomètre G_6

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	447	406	406	330	399	386	457	410	344
Eh/ESH	mV	211	178	412	426	415	254	341	435	419
T°C	degré °C	8.8	16.2	12.4	10.6	10	14.7	13.3	10.6	6.6
pH		6.8	6.2	6.6	6.8	6.3	6.0	7.0	6.7	6.4
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00497	0.00324	0.00288	0.00295	0.00300	0.00304	0.00312	-	0.00309
COD	$mg.L^{-1}$	51.7	48.0	55.5	50.0	49.0	50.8	49.9	48.1	47.4
IC	$mg.L^{-1}$	39.0	47.8	35.4	37.2	37.1	49.6	40.1	37.7	41.9
Cl^-	$mg.L^{-1}$	31.0	30.4	30.9	26.7	31.6	25.9	27.2	30.4	29.6
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	1.1	0.9	0.5	n.d.	0.1	0.3	0.3
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	1.2	6.9	n.d.	n.d.	6.7	0.6	n.d.	n.d.
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	1.0	0.8	0.2	0.8	3.0	-	1.0	-
Na	ppm	23.94	22.46	23.48	22.95	-	21.20	-	17.00	-
Mg	ppm	5.91	5.61	5.53	5.01	-	4.74	-	3.83	-
Al	ppm	0.09	0.09	0.06	0.04	-	0.08	-	0.04	-
K	ppm	4.16	3.94	3.81	3.49	-	3.32	-	2.76	-
Ca	ppm	46.50	46.44	43.86	41.20	-	40.98	-	37.26	-
V	ppm	0.0006	0.0006	0.0003	0.0002	-	0.0002	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0008	0.0007	0.0007	0.0003	-	0.0002	-	0.0002	-
Mn	ppm	0.51	0.52	0.20	0.40	-	0.44	-	0.38	-
Fe	ppm	4.24	4.72	2.41	0.42	-	2.96	-	0.71	-
Co	ppb	1.70	1.63	0.98	1.36	-	1.37	-	1.14	-
Cu	ppb	0.86	1.19	0.44	0.60	-	0.64	-	0.24	-
Zn	ppb	56.10	10.76	12.62	5.05	-	4.32	-	2.99	-
Rb	ppb	4.46	4.34	4.22	3.72	-	4.01	-	3.69	-
Sr	ppb	131.66	149.11	131.59	123.14	-	131.60	-	125.07	-
Cd	ppb	0.040	0.080	0.017	0.011	-	0.061	-	0.123	-
Ba	ppb	49.84	53.67	45.43	42.86	-	49.51	-	45.75	-
La	ppb	0.1688	0.1810	0.0513	0.0394	-	0.0964	-	0.0470	-
Ce	ppb	0.3726	0.3835	0.1564	0.1158	-	0.2218	-	0.1289	-
Pr	ppb	0.0486	0.0482	0.0282	0.0164	-	0.0323	-	0.0193	-
Nd	ppb	0.1987	0.2058	0.1254	0.0738	-	0.1434	-	0.0860	-
Sm	ppb	0.0456	0.0441	0.0276	0.0198	-	0.0325	-	0.0201	-
Eu	ppb	0.0135	0.0090	0.0062	0.0028	-	0.0066	-	0.0027	-
Gd	ppb	0.0494	0.0467	0.0345	0.0208	-	0.0360	-	0.0243	-
Tb	ppb	0.0069	0.0067	0.0046	0.0030	-	0.0045	-	0.0032	-
Dy	ppb	0.0369	0.0399	0.0256	0.0189	-	0.0279	-	0.0211	-
Ho	ppb	0.0082	0.0086	0.0057	0.0040	-	0.0059	-	0.0045	-
Er	ppb	0.0248	0.0253	0.0193	0.0121	-	0.0173	-	0.0133	-
Tm	ppb	0.0033	0.0035	0.0028	0.0018	-	0.0024	-	0.0018	-
Yb	ppb	0.0206	0.0223	0.0157	0.0113	-	0.0157	-	0.0122	-
Lu	ppb	0.0033	0.0035	0.0028	0.0021	-	0.0023	-	0.0018	-
Pb	ppb	4.4490	1.4473	13.3919	1.6491	-	2.0664	-	1.6558	-
Th	ppb	0.0427	0.0445	0.0167	0.0281	-	0.0095	-	0.0080	-
U	ppb	0.0174	0.0092	0.0049	0.0041	-	0.0074	-	0.0015	-

Analyses chimiques du piézomètre G_7

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	373	331	348	234	291	320	384	293	247
Eh/ESH	mV	159	163	400	417	463	299	352	470	504
T°C	degré °C	9.1	15.8	12.4	9.2	9.7	14.2	13.4	9.2	6.2
pH		6.34	6.4	6.4	6.5	6.4	6.1	6.7	6.8	6.5
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00400	0.00286	0.00249	0.00126	0.00137	0.00250	0.00258	0.00148	0.00118
COD	$mg.L^{-1}$	96.7	94.0	88.7	76.5	70.9	66.2	67.3	69.0	65.1
IC	$mg.L^{-1}$	32.2	41.2	33.6	15.0	13.2	34.8	36.0	15.7	18.2
Cl^-	$mg.L^{-1}$	18.0	18.3	21.5	17.3	20.7	16.4	16.8	19.3	18.0
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	0.7	12.2	21.6	8.9	5.4	10.2	16.3
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	3.9	n.d.	5.8	27.6	33.3	4.6	3.0	33.5	34.2
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.3	1.0	0.3	0.7	3.0	-	1.1	-
Na	ppm	11.31	10.70	12.72	11.48	-	11.64	-	11.84	-
Mg	ppm	8.15	7.75	7.46	7.07	-	7.62	-	8.06	-
Al	ppm	0.23	0.23	0.18	0.15	-	0.13	-	0.11	-
K	ppm	2.07	2.20	2.15	1.98	-	2.15	-	1.90	-
Ca	ppm	56.26	55.69	50.11	47.68	-	49.18	-	51.33	-
V	ppm	0.0016	0.0015	0.0009	0.0005	-	0.0009	-	0.0005	-
Cr	ppm	0.0014	0.0013	0.0010	0.0007	-	0.0005	-	0.0004	-
Mn	ppm	0.47	0.44	0.12	0.07	-	0.39	-	0.04	-
Fe	ppm	5.46	5.40	2.39	0.82	-	2.98	-	1.15	-
Co	ppb	1.66	1.44	0.89	0.69	-	0.83	-	0.46	-
Cu	ppb	0.59	2.00	0.92	1.49	-	1.47	-	1.27	-
Zn	ppb	18.61	41.75	26.25	31.87	-	16.36	-	14.01	-
Rb	ppb	2.92	3.03	3.11	2.69	-	3.15	-	2.69	-
Sr	ppb	195.89	224.27	190.70	186.03	-	196.76	-	185.81	-
Cd	ppb	0.015	0.111	0.042	0.054	-	0.101	-	0.137	-
Ba	ppb	38.10	41.20	39.68	34.37	-	42.33	-	36.12	-
La	ppb	0.2729	0.2554	0.1584	0.1331	-	0.1405	-	0.1018	-
Ce	ppb	0.6402	0.5899	0.4326	0.2968	-	0.3260	-	0.1777	-
Pr	ppb	0.0720	0.0689	0.0600	0.0433	-	0.0417	-	0.0300	-
Nd	ppb	0.3206	0.3011	0.2570	0.1986	-	0.1797	-	0.1303	-
Sm	ppb	0.0694	0.0682	0.0632	0.0490	-	0.0437	-	0.0332	-
Eu	ppb	0.0198	0.0154	0.0142	0.0099	-	0.0087	-	0.0057	-
Gd	ppb	0.0756	0.0748	0.0695	0.0529	-	0.0466	-	0.0345	-
Tb	ppb	0.0123	0.0115	0.0107	0.0087	-	0.0072	-	0.0056	-
Dy	ppb	0.0721	0.0683	0.0657	0.0554	-	0.0411	-	0.0322	-
Ho	ppb	0.0161	0.0152	0.0144	0.0119	-	0.0091	-	0.0072	-
Er	ppb	0.0444	0.0450	0.0414	0.0359	-	0.0275	-	0.0207	-
Tm	ppb	0.0066	0.0067	0.0057	0.0053	-	0.0038	-	0.0029	-
Yb	ppb	0.0395	0.0412	0.0399	0.0347	-	0.0262	-	0.0201	-
Lu	ppb	0.0067	0.0066	0.0059	0.0058	-	0.0042	-	0.0032	-
Pb	ppb	1.0220	1.4141	6.7809	1.9541	-	16.0138	-	1.2263	-
Th	ppb	0.0589	0.0723	0.0503	0.0530	-	0.0411	-	0.0260	-
U	ppb	0.0149	0.0183	0.0163	0.0098	-	0.0093	-	0.0047	-

Analyses chimiques du piézomètre S_2

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	331	281	297	245	336	376	630	587	558
Eh/ESH	mV	272	182	413	391	453	401	440	538	507
T°C	degré °C	10.2	19.7	11.7	10.5	10.6	12.6	13.3	10.2	6.8
pH		6.6	6.6	6.5	6.5	6.9	5.4	6.5	5.6	5.4
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00275	0.00227	0.00195	0.00132	0.00117	0.00114	0.00023	0.00040	0.00032
COD	$mg.L^{-1}$	56.8	51.7	55.9	43.4	18.6	30.1	9.6	23.9	20.7
IC	$mg.L^{-1}$	27.0	29.4	24.1	16.3	13.5	17.1	3.2	4.3	22.8
Cl^-	$mg.L^{-1}$	23.9	22.9	24.1	23.6	24.6	21.7	20.9	24.4	23.4
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	10.4	7.3	7.3	34.1	60.1	98.4	202.4	240.8	248.0
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	4.0	9.1	9.6	9.6	11.4	10.4	12.7	10.9
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	2.9	1.0	0.2	0.3	0.1	-	0.4	-
Na	ppm	11.84	10.97	12.02	11.45	-	13.51	-	13.63	-
Mg	ppm	5.59	5.14	5.57	5.59	-	7.04	-	11.29	-
Al	ppm	0.17	0.16	0.12	0.06	-	0.04	-	0.04	-
K	ppm	1.07	1.19	1.11	0.91	-	1.96	-	1.39	-
Ca	ppm	50.76	50.15	45.85	47.63	-	60.07	-	97.63	-
V	ppm	0.0005	0.0005	0.0002	0.0001	-	0.0001	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0015	0.0013	0.0010	0.0007	-	0.0008	-	0.0003	-
Mn	ppm	1.65	1.47	0.92	0.01	-	0.15	-	0.32	-
Fe	ppm	5.76	5.73	2.75	0.73	-	0.18	-	0.76	-
Co	ppb	1.14	0.95	0.54	0.28	-	0.27	-	0.20	-
Cu	ppb	0.99	1.27	2.31	1.74	-	3.42	-	1.31	-
Zn	ppb	10.39	97.57	69.15	49.26	-	32.56	-	44.30	-
Rb	ppb	2.20	2.19	2.27	2.05	-	3.64	-	3.00	-
Sr	ppb	203.50	179.82	184.60	193.15	-	247.01	-	449.59	-
Cd	ppb	0.029	0.062	0.029	0.033	-	0.048	-	n.d.	-
Ba	ppb	45.01	40.72	40.04	27.22	-	28.79	-	84.38	-
La	ppb	0.3259	0.3257	0.1471	0.0572	-	0.0390	-	0.0401	-
Ce	ppb	0.6934	0.6617	0.3046	0.0530	-	0.0688	-	0.0438	-
Pr	ppb	0.0901	0.0877	0.0446	0.0175	-	0.0096	-	0.0117	-
Nd	ppb	0.3980	0.3678	0.1979	0.0792	-	0.0427	-	0.0512	-
Sm	ppb	0.0853	0.0837	0.0483	0.0211	-	0.0117	-	0.0146	-
Eu	ppb	0.0188	0.0183	0.0110	0.0047	-	0.0015	-	n.d.	-
Gd	ppb	0.0947	0.0882	0.0534	0.0260	-	0.0140	-	0.0160	-
Tb	ppb	0.0133	0.0128	0.0079	0.0040	-	0.0021	-	0.0024	-
Dy	ppb	0.0841	0.0747	0.0488	0.0264	-	0.0139	-	0.0154	-
Ho	ppb	0.0184	0.0161	0.0109	0.0060	-	0.0037	-	0.0041	-
Er	ppb	0.0536	0.0502	0.0374	0.0202	-	0.0123	-	0.0123	-
Tm	ppb	0.0073	0.0068	0.0050	0.0030	-	0.0019	-	0.0022	-
Yb	ppb	0.0497	0.0482	0.0356	0.0236	-	0.0135	-	0.0151	-
Lu	ppb	0.0080	0.0076	0.0054	0.0038	-	0.0022	-	0.0026	-
Pb	ppb	0.6922	1.3585	1.5466	0.3234	-	0.1027	-	0.1931	-
Th	ppb	0.0586	0.0521	0.0643	0.0303	-	0.0234	-	0.0159	-
U	ppb	0.0168	0.0193	0.0174	0.0079	-	0.0079	-	0.0029	-

Analyses chimiques du piézomètre S_3

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	317	265	333	321	496	844	1058	902	817
Eh/ESH	mV	237	196	433	375	485	427	474	607	544
T°C	degré °C	10.6	18.6	11.5	10.7	10.4	13	13.3	9.2	5.6
pH		6.7	6.5	6.3	6.8	6.8	4.3	5.5	4.9	4.8
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00230	0.00205	0.00150	0.00079	0.00054	0.00014	0.00098	0.00030	0.00032
COD	$mg.L^{-1}$	53.0	54.3	56.5	36.4	14.8	13.8	31.8	10.0	9.3
IC	$mg.L^{-1}$	21.6	25.4	20.9	9.9	6.4	6.9	13.8	0.3	2.1
Cl^-	$mg.L^{-1}$	21.1	21.0	24.1	22.8	23.2	18.8	18.6	22.1	21.4
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	20.4	16.8	41.9	114.7	176.9	458.0	485.5	474.6	409.1
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	7.5	11.2	12.1	1.4	0.6	4.0	6.2
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	1.3	1.6	0.5	0.3	1.2	-	0.3	-
Na	ppm	11.69	11.04	12.86	13.15	-	15.38	-	13.17	-
Mg	ppm	5.28	5.18	5.76	7.21	-	16.17	-	15.58	-
Al	ppm	0.14	0.27	0.15	0.07	-	0.05	-	0.11	-
K	ppm	1.06	0.99	1.67	1.73	-	2.66	-	2.07	-
Ca	ppm	47.43	48.37	50.79	62.70	-	155.20	-	153.81	-
V	ppm	0.0004	0.0017	0.0007	0.0003	-	0.0001	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0015	0.0019	0.0012	0.0008	-	0.0003	-	0.0002	-
Mn	ppm	1.38	1.55	1.25	0.07	-	6.80	-	5.64	-
Fe	ppm	6.30	24.76	6.59	2.69	-	5.63	-	0.24	-
Co	ppb	1.46	1.41	0.80	0.30	-	2.63	-	1.21	-
Cu	ppb	0.92	0.77	1.47	1.79	-	2.12	-	1.37	-
Zn	ppb	17.13	40.07	44.42	35.83	-	59.15	-	26.96	-
Rb	ppb	2.11	2.03	2.67	2.57	-	4.44	-	4.02	-
Sr	ppb	179.36	177.73	201.89	290.86	-	691.49	-	745.82	-
Cd	ppb	0.025	0.049	0.012	0.061	-	0.389	-	0.279	-
Ba	ppb	36.28	43.69	44.48	33.35	-	115.43	-	74.25	-
La	ppb	0.1286	0.4119	0.1942	0.0774	-	0.0616	-	0.1124	-
Ce	ppb	0.2660	0.8344	0.4040	0.1022	-	0.0895	-	0.1349	-
Pr	ppb	0.0391	0.1099	0.0586	0.0222	-	0.0102	-	0.0142	-
Nd	ppb	0.1706	0.4866	0.2578	0.1032	-	0.0405	-	0.0569	-
Sm	ppb	0.0429	0.1092	0.0595	0.0245	-	0.0098	-	0.0120	-
Eu	ppb	0.0101	0.0248	0.0141	0.0052	-	n.d.	-	n.d.	-
Gd	ppb	0.0477	0.1107	0.0627	0.0289	-	0.0129	-	0.0172	-
Tb	ppb	0.0073	0.0164	0.0095	0.0048	-	0.0026	-	0.0029	-
Dy	ppb	0.0466	0.0995	0.0604	0.0297	-	0.0127	-	0.0180	-
Ho	ppb	0.0114	0.0221	0.0133	0.0068	-	0.0034	-	0.0038	-
Er	ppb	0.0347	0.0648	0.0401	0.0216	-	0.0100	-	0.0119	-
Tm	ppb	0.0050	0.0094	0.0063	0.0031	-	0.0020	-	0.0014	-
Yb	ppb	0.0379	0.0613	0.0416	0.0226	-	0.0086	-	0.0107	-
Lu	ppb	0.0059	0.0101	0.0063	0.0037	-	0.0021	-	0.0017	-
Pb	ppb	0.8465	1.0503	2.2047	0.7578	-	0.2242	-	0.3378	-
Th	ppb	0.0598	0.0993	0.0576	0.0534	-	0.0144	-	0.0030	-
U	ppb	0.0177	0.0290	0.0189	0.0129	-	0.0039	-	0.0023	-

Analyses chimiques du piézomètre S_4

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	430	273	323	231	284	295	346	311	264
Eh/ESH	mV	137	187	404	402	455	317	375	483	487
T°C	degré °C	9	13.7	11.6	11.8	10.5	15.6	13.1	10.9	6.9
pH		6.1	5.5	6.5	6.6	6.5	6.5	6.8	6.5	6.6
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00427	0.00260	0.00274	0.00165	0.00161	0.00235	0.00185	0.00194	0.00213
COD	$mg.L^{-1}$	132.5	42.7	20.4	32.8	31.0	29.6	30.9	41.4	32.5
IC	$mg.L^{-1}$	25.2	35.2	15.9	21.2	20.8	33.8	25.1	21.4	22.5
Cl^-	$mg.L^{-1}$	29.7	24.1	26.1	25.4	25.3	22.7	22.0	25.5	24.9
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	n.d.	2.0	0.7	3.2	3.8	2.7	2.7	3.1	3.6
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	0.8	15.8	20.2	19.0	8.6	18.6	20.6	18.5
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.6	0.5	0.2	0.2	0.4	-	0.6	-
Na	ppm	10.96	12.46	14.07	12.66	-	13.80	-	15.50	-
Mg	ppm	7.05	8.16	8.86	7.37	-	8.09	-	9.61	-
Al	ppm	0.37	0.15	0.06	0.06	-	0.04	-	0.05	-
K	ppm	6.98	1.31	1.24	1.05	-	1.70	-	1.29	-
Ca	ppm	53.09	42.85	42.79	38.20	-	39.25	-	47.78	-
V	ppm	0.0035	0.0007	0.0001	0.0002	-	0.0001	-	0.0002	-
Cr	ppm	0.0045	0.0007	0.0005	0.0004	-	0.0004	-	0.0004	-
Mn	ppm	2.00	1.15	0.82	0.72	-	0.84	-	0.03	-
Fe	ppm	33.98	8.78	1.56	1.18	-	0.38	-	1.07	-
Co	ppb	6.49	1.61	0.81	0.75	-	1.05	-	0.52	-
Cu	ppb	1.29	1.02	0.78	1.20	-	2.81	-	1.24	-
Zn	ppb	4.32	27.11	50.08	34.64	-	25.79	-	15.69	-
Rb	ppb	4.53	1.54	1.47	1.17	-	2.12	-	1.49	-
Sr	ppb	226.70	174.44	176.22	161.02	-	170.16	-	179.20	-
Cd	ppb	0.029	0.030	0.017	0.087	-	0.080	-	0.004	-
Ba	ppb	66.78	63.50	58.59	51.98	-	48.76	-	47.86	-
La	ppb	0.9905	0.6771	0.2220	0.2873	-	0.1773	-	0.2236	-
Ce	ppb	2.1594	1.5037	0.4909	0.6082	-	0.3929	-	0.2517	-
Pr	ppb	0.2847	0.1875	0.0674	0.0837	-	0.0518	-	0.0668	-
Nd	ppb	1.2332	0.7913	0.2972	0.3690	-	0.2418	-	0.3151	-
Sm	ppb	0.2807	0.1581	0.0659	0.0817	-	0.0547	-	0.0752	-
Eu	ppb	0.0626	0.0356	0.0136	0.0159	-	0.0113	-	0.0160	-
Gd	ppb	0.2821	0.1634	0.0728	0.0830	-	0.0625	-	0.0829	-
Tb	ppb	0.0420	0.0213	0.0085	0.0107	-	0.0084	-	0.0107	-
Dy	ppb	0.2466	0.1130	0.0529	0.0617	-	0.0502	-	0.0695	-
Ho	ppb	0.0521	0.0238	0.0117	0.0134	-	0.0119	-	0.0162	-
Er	ppb	0.1587	0.0702	0.0340	0.0386	-	0.0352	-	0.0494	-
Tm	ppb	0.0219	0.0095	0.0047	0.0054	-	0.0047	-	0.0074	-
Yb	ppb	0.1443	0.0566	0.0333	0.0371	-	0.0330	-	0.0470	-
Lu	ppb	0.0224	0.0087	0.0053	0.0055	-	0.0055	-	0.0083	-
Pb	ppb	3.3230	3.9599	21.2251	33.7348	-	6.2595	-	3.4809	-
Th	ppb	0.2152	0.0292	0.0166	0.0133	-	0.0204	-	0.0121	-
U	ppb	0.0651	0.0209	0.0133	0.0089	-	0.0184	-	0.0140	-

Analyses chimiques du piézomètre S_5

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	468	343	384	280	359	395	463	393	336
Eh/ESH	mV	134	157	433	419	465	319	333	472	487
T°C	degré °C	9.3	14	11.4	10.9	-	15.9	13.1	10.2	5.1
pH		6.4	5.8	6.4	6.5	6.8	6.4	6.4	6.6	6.5
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00356	0.00240	0.01314	0.00148	0.00153	0.00170	0.00188	0.00168	0.00138
COD	$mg.L^{-1}$	66.7	63.3	55.4	46.6	21.4	39.3	45.0	42.7	39.0
IC	$mg.L^{-1}$	25.2	30.3	28.8	18.4	17.8	26.5	26.0	17.8	16.6
Cl^-	$mg.L^{-1}$	38.8	37.6	40.3	38.5	38.9	33.2	33.6	39.3	38.3
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	34.9	25.8	23.4	29.1	33.8	57.2	50.6	55.1	56.1
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	10.6	10.8	11.3	7.0	8.8	12.6	11.0
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	1.6	1.6	0.4	0.5	2.7	-	1.7	-
Na	ppm	12.11	11.60	12.72	12.25	-	12.59	-	13.88	-
Mg	ppm	8.59	8.65	8.81	7.88	-	9.05	-	10.18	-
Al	ppm	0.20	0.19	0.14	0.10	-	0.09	-	0.11	-
K	ppm	1.54	1.41	1.55	1.40	-	1.77	-	1.79	-
Ca	ppm	64.10	64.56	58.62	55.24	-	60.92	-	64.75	-
V	ppm	0.0016	0.0015	0.0006	0.0004	-	0.0004	-	0.0005	-
Cr	ppm	0.0020	0.0019	0.0011	0.0008	-	0.0007	-	0.0006	-
Mn	ppm	1.86	1.78	1.52	1.17	-	1.66	-	0.49	-
Fe	ppm	23.32	22.87	6.37	4.22	-	7.26	-	7.16	-
Co	ppb	6.26	3.93	3.38	2.28	-	3.30	-	0.64	-
Cu	ppb	0.69	1.22	1.73	1.88	-	1.70	-	1.45	-
Zn	ppb	2.76	19.21	46.56	37.96	-	22.60	-	20.53	-
Rb	ppb	2.27	2.12	2.23	1.84	-	2.47	-	2.19	-
Sr	ppb	273.58	286.93	244.91	250.65	-	275.73	-	261.05	-
Cd	ppb	0.044	0.013	0.018	0.072	-	0.003	-	0.000	-
Ba	ppb	66.64	65.14	60.60	50.21	-	69.75	-	55.51	-
La	ppb	0.6215	0.6160	0.2853	0.2179	-	0.1813	-	0.2019	-
Ce	ppb	1.3410	1.3050	0.6094	0.4612	-	0.3999	-	0.3858	-
Pr	ppb	0.1682	0.1662	0.0817	0.0658	-	0.0531	-	0.0587	-
Nd	ppb	0.7348	0.7163	0.3573	0.2871	-	0.2345	-	0.2582	-
Sm	ppb	0.1589	0.1564	0.0821	0.0667	-	0.0547	-	0.0588	-
Eu	ppb	0.0330	0.0331	0.0177	0.0137	-	0.0113	-	0.0109	-
Gd	ppb	0.1600	0.1565	0.0882	0.0719	-	0.0617	-	0.0628	-
Tb	ppb	0.0228	0.0219	0.0118	0.0103	-	0.0094	-	0.0089	-
Dy	ppb	0.1262	0.1308	0.0729	0.0634	-	0.0525	-	0.0563	-
Ho	ppb	0.0274	0.0274	0.0161	0.0134	-	0.0113	-	0.0116	-
Er	ppb	0.0773	0.0794	0.0475	0.0413	-	0.0350	-	0.0346	-
Tm	ppb	0.0112	0.0109	0.0067	0.0059	-	0.0054	-	0.0052	-
Yb	ppb	0.0711	0.0716	0.0474	0.0405	-	0.0346	-	0.0350	-
Lu	ppb	0.0110	0.0109	0.0072	0.0067	-	0.0058	-	0.0057	-
Pb	ppb	0.5993	0.4509	2.4815	2.0610	-	0.8485	-	1.1956	-
Th	ppb	0.0781	0.0756	0.0497	0.0667	-	0.0425	-	0.0305	-
U	ppb	0.0270	0.0248	0.0194	0.0183	-	0.0127	-	0.0118	-

Analyses chimiques du piézomètre S_7

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	565	449	484	350	451	506	553	485	421
Eh/ESH	mV	294	184	368	397	446	325	365	479	459
T°C	degré °C	10.2	14.1	12.1	11.2	10.2	15.4	13.3	10.8	7.5
pH		6.9	6.2	6.8	6.9	6.9	6.3	6.9	6.7	6.6
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00359	0.00199	0.00268	0.00128	0.00121	0.00231	0.00168	0.00137	0.00122
COD	$mg.L^{-1}$	27.3	23.1	23.3	18.8	15.8	10.4	14.0	23.1	15.4
IC	$mg.L^{-1}$	25.5	26.5	21.4	16.3	15.5	30.5	22.3	14.9	14.4
Cl^-	$mg.L^{-1}$	33.5	34.0	31.8	32.4	33.5	28.8	29.0	32.1	31.3
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	127.3	132.8	97.5	100.5	108.4	127.1	105.5	110.5	110.6
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	3.3	14.4	14.7	15.3	6.0	13.4	13.7	14.2
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.3	0.5	0.0	0.0	0.0	-	0.3	-
Na	ppm	20.39	21.29	21.50	20.43	-	21.10	-	20.23	-
Mg	ppm	10.73	11.90	10.07	9.31	-	10.83	-	9.81	-
Al	ppm	0.05	0.04	0.03	0.01	-	0.01	-	0.07	-
K	ppm	3.31	3.38	3.52	3.51	-	3.86	-	3.78	-
Ca	ppm	75.45	82.23	65.34	62.45	-	69.83	-	66.90	-
V	ppm	0.0005	0.0003	0.0003	0.0001	-	0.0001	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0007	0.0006	0.0005	0.0004	-	0.0002	-	0.0003	-
Mn	ppm	2.49	2.68	0.30	0.01	-	3.52	-	0.03	-
Fe	ppm	1.29	1.08	3.34	0.23	-	0.17	-	1.23	-
Co	ppb	1.98	1.55	0.35	0.23	-	0.54	-	0.21	-
Cu	ppb	2.35	76.69	1.57	1.87	-	1.91	-	1.64	-
Zn	ppb	24.43	42.82	9.07	5.10	-	15.75	-	5.16	-
Rb	ppb	2.75	2.72	2.51	2.42	-	3.00	-	2.71	-
Sr	ppb	292.13	344.58	262.50	272.11	-	302.14	-	265.13	-
Cd	ppb	0.053	0.025	0.019	0.098	-	0.114	-	0.044	-
Ba	ppb	56.56	57.00	38.62	25.41	-	65.36	-	30.42	-
La	ppb	0.0945	0.0667	0.0497	0.0109	-	0.0089	-	0.0219	-
Ce	ppb	0.1907	0.1250	0.0892	0.0125	-	0.0144	-	0.0302	-
Pr	ppb	0.0271	0.0185	0.0146	0.0030	-	0.0023	-	0.0059	-
Nd	ppb	0.1175	0.0834	0.0668	0.0148	-	0.0101	-	0.0217	-
Sm	ppb	0.0280	0.0194	0.0144	0.0034	-	0.0037	-	0.0055	-
Eu	ppb	0.0101	0.0030	0.0027	n.d.	-	n.d.	-	n.d.	-
Gd	ppb	0.0281	0.0218	0.0172	0.0050	-	0.0052	-	0.0069	-
Tb	ppb	0.0044	0.0028	0.0025	0.0007	-	0.0008	-	0.0010	-
Dy	ppb	0.0249	0.0185	0.0150	0.0054	-	0.0038	-	0.0073	-
Ho	ppb	0.0060	0.0043	0.0033	0.0011	-	0.0011	-	0.0015	-
Er	ppb	0.0167	0.0138	0.0105	0.0039	-	0.0034	-	0.0044	-
Tm	ppb	0.0026	0.0021	0.0017	0.0006	-	0.0004	-	0.0010	-
Yb	ppb	0.0186	0.0146	0.0101	0.0057	-	0.0048	-	0.0053	-
Lu	ppb	0.0028	0.0024	0.0020	0.0010	-	0.0011	-	0.0011	-
Pb	ppb	1.8371	0.7629	0.8397	0.1904	-	0.0810	-	0.2880	-
Th	ppb	0.0181	0.0317	0.0275	0.0114	-	0.0040	-	0.0054	-
U	ppb	0.0237	0.0115	0.0088	0.0073	-	0.0036	-	0.0049	-

Analyses chimiques du piézomètre S_8

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	476	363	423	308	383	401	452	420	350
Eh/ESH	mV	65	123	288	397	453	360	355	470	473
T°C	degré °C	10.2	14.4	11.2	11.8	10.4	15.6	13.3	11.7	8.6
pH		6.7	6.1	7.0	7.0	6.9	6.6	7.2	6.8	6.7
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00462	0.00336	0.00297	0.00206	0.00315	0.00218	0.00202	0.00215	0.00122
COD	$mg.L^{-1}$	26.2	21.7	19.8	15.6	14.2	12.0	11.3	15.3	15.5
IC	$mg.L^{-1}$	35.7	43.5	34.6	25.9	23.8	29.6	26.1	27.3	21.8
Cl^-	$mg.L^{-1}$	38.2	39.9	37.5	37.0	37.9	37.4	34.3	37.1	36.0
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	13.5	2.4	12.0	21.6	24.4	28.5	27.6	27.0	28.6
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	18.5	18.3	19.9	13.5	18.2	22.5	23.5
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	-	0.2	-
Na	ppm	26.89	27.67	28.29	27.98	-	30.45	-	25.87	-
Mg	ppm	7.79	8.04	8.12	7.39	-	7.81	-	7.65	-
Al	ppm	0.04	0.07	0.03	0.01	-	0.01	-	0.08	-
K	ppm	3.07	3.57	3.51	3.17	-	4.75	-	3.41	-
Ca	ppm	48.93	50.61	47.10	45.10	-	43.87	-	44.72	-
V	ppm	0.0004	0.0004	0.0001	0.0002	-	0.0002	-	0.0001	-
Cr	ppm	0.0007	0.0007	0.0005	0.0003	-	0.0003	-	0.0004	-
Mn	ppm	1.30	1.32	1.07	0.00	-	0.60	-	0.38	-
Fe	ppm	6.05	4.38	0.49	0.11	-	0.09	-	0.18	-
Co	ppb	2.59	0.43	0.78	0.34	-	0.71	-	0.47	-
Cu	ppb	0.72	1.06	0.81	1.42	-	1.79	-	1.00	-
Zn	ppb	2.93	17.43	24.46	19.49	-	63.40	-	21.01	-
Rb	ppb	2.25	2.43	2.62	2.12	-	4.42	-	2.73	-
Sr	ppb	182.23	177.56	172.90	166.73	-	164.83	-	174.69	-
Cd	ppb	0.035	0.061	0.011	0.034	-	0.017	-	0.025	-
Ba	ppb	61.81	58.38	49.04	30.11	-	40.91	-	35.95	-
La	ppb	0.1672	0.1779	0.0441	0.0209	-	0.0220	-	0.0227	-
Ce	ppb	0.3449	0.3553	0.0991	0.0234	-	0.0362	-	0.0419	-
Pr	ppb	0.0452	0.0451	0.0133	0.0053	-	0.0057	-	0.0075	-
Nd	ppb	0.1951	0.2034	0.0641	0.0259	-	0.0260	-	0.0294	-
Sm	ppb	0.0397	0.0399	0.0137	0.0059	-	0.0084	-	0.0078	-
Eu	ppb	0.0086	0.0075	0.0030	0.0008	-	0.0006	-	0.0002	-
Gd	ppb	0.0431	0.0429	0.0185	0.0078	-	0.0079	-	0.0086	-
Tb	ppb	0.0060	0.0058	0.0026	0.0011	-	0.0013	-	0.0015	-
Dy	ppb	0.0353	0.0336	0.0140	0.0071	-	0.0076	-	0.0091	-
Ho	ppb	0.0077	0.0076	0.0035	0.0015	-	0.0017	-	0.0018	-
Er	ppb	0.0227	0.0227	0.0100	0.0052	-	0.0053	-	0.0069	-
Tm	ppb	0.0032	0.0035	0.0017	0.0008	-	0.0008	-	0.0010	-
Yb	ppb	0.0203	0.0221	0.0123	0.0072	-	0.0073	-	0.0070	-
Lu	ppb	0.0032	0.0038	0.0022	0.0013	-	0.0014	-	0.0016	-
Pb	ppb	0.1777	0.6288	0.3715	0.2785	-	0.1160	-	0.1623	-
Th	ppb	0.0266	0.0608	0.0239	0.0064	-	0.0049	-	0.0067	-
U	ppb	0.0278	0.0140	0.0226	0.0269	-	0.0140	-	0.0127	-

Analyses chimiques du piézomètre S_{15}

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	-	378	361	289	344	339	409	375	301
Eh/ESH	mV	-	260	350	400	443	320	342	472	449
T°C	degré °C	-	15.8	10.3	12.1	10.2	16.3	13.7	11	8.1
pH		-	5.9	6.9	7.1	7.0	7.2	7.4	6.9	7.1
Alc.	$mol.L^{-1}$	-	0.00276	0.00172	0.00225	0.00217	0.00218	0.00235	0.00236	0.00238
COD	$mg.L^{-1}$	-	15.1	20.8	17.7	15.4	13.0	13.4	12.7	14.8
IC	$mg.L^{-1}$	-	36.1	27.1	26.4	26.3	26.8	28.3	28.7	29.2
Cl^-	$mg.L^{-1}$	-	32.9	33.5	33.8	33.2	30.8	34.4	35.0	34.8
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	-	1.5	1.3	0.8	1.8	1.8	1.5	1.3	1.9
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	-	1.4	36.6	19.5	17.4	18.6	14.4	12.5	12.4
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	-	0.1	-
Na	ppm	-	25.98	26.42	22.96	-	26.16	-	29.65	-
Mg	ppm	-	8.52	9.08	9.16	-	8.93	-	10.29	-
Al	ppm	-	0.03	0.03	0.01	-	0.02	-	0.02	-
K	ppm	-	4.68	5.47	4.92	-	5.13	-	5.83	-
Ca	ppm	-	35.28	39.35	40.71	-	39.98	-	45.26	-
V	ppm	-	0.0025	0.0016	0.0031	-	0.0032	-	0.0021	-
Cr	ppm	-	0.0004	0.0003	0.0003	-	0.0005	-	0.0002	-
Mn	ppm	-	0.80	0.07	0.00	-	0.06	-	0.01	-
Fe	ppm	-	0.74	0.20	0.06	-	0.11	-	0.06	-
Co	ppb	-	0.84	0.27	0.18	-	0.18	-	0.16	-
Cu	ppb	-	1.68	1.03	1.62	-	2.76	-	1.93	-
Zn	ppb	-	32.53	7.13	2.01	-	4.40	-	4.40	-
Rb	ppb	-	2.39	3.06	1.90	-	2.17	-	2.30	-
Sr	ppb	-	143.40	162.65	158.55	-	159.72	-	168.22	-
Cd	ppb	-	0.060	0.036	0.316	-	0.192	-	0.120	-
Ba	ppb	-	21.80	18.37	14.35	-	15.12	-	16.55	-
La	ppb	-	0.1147	0.0402	0.0160	-	0.0179	-	0.0361	-
Ce	ppb	-	0.3355	0.0823	0.0160	-	0.0254	-	0.0585	-
Pr	ppb	-	0.0321	0.0130	0.0050	-	0.0049	-	0.0090	-
Nd	ppb	-	0.1460	0.0601	0.0239	-	0.0246	-	0.0391	-
Sm	ppb	-	0.0326	0.0154	0.0060	-	0.0069	-	0.0083	-
Eu	ppb	-	0.0076	0.0032	0.0010	-	0.0014	-	0.0007	-
Gd	ppb	-	0.0366	0.0186	0.0080	-	0.0086	-	0.0094	-
Tb	ppb	-	0.0046	0.0023	0.0011	-	0.0012	-	0.0011	-
Dy	ppb	-	0.0277	0.0139	0.0073	-	0.0075	-	0.0063	-
Ho	ppb	-	0.0059	0.0030	0.0017	-	0.0017	-	0.0013	-
Er	ppb	-	0.0167	0.0101	0.0053	-	0.0052	-	0.0051	-
Tm	ppb	-	0.0026	0.0014	0.0008	-	0.0009	-	0.0006	-
Yb	ppb	-	0.0168	0.0103	0.0066	-	0.0065	-	0.0060	-
Lu	ppb	-	0.0031	0.0018	0.0013	-	0.0013	-	0.0011	-
Pb	ppb	-	0.9077	1.5939	0.9229	-	0.1961	-	0.2826	-
Th	ppb	-	0.0169	n.d.	0.0102	-	0.0064	-	0.0056	-
U	ppb	-	0.0257	0.0221	0.0341	-	0.0392	-	0.0230	-

Analyses chimiques du piézomètre S_{16}

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	423	446	406	303	478	383	458	393	321
Eh/ESH	mV	311	146	393	418	456	320	357	478	446
T°C	degré °C	9.7	16.2	10.7	11.2	10.3	16.3	13.8	10.9	7.5
pH		7.1	6.1	7.2	7.4	7.1	6.9	7.3	7.1	7.1
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00590	0.00382	0.00424	0.00252	0.00268	0.00314	0.00284	0.00242	0.00220
COD	$mg.L^{-1}$	35.8	37.2	36.2	26.0	22.8	15.8	15.3	15.3	16.6
IC	$mg.L^{-1}$	43.2	49.4	38.1	32.3	32.3	39.4	34.9	29.4	27.3
Cl^-	$mg.L^{-1}$	26.6	28.3	31.8	33.6	34.8	31.1	32.8	36.6	36.3
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	6.0	1.1	0.6	1.4	1.7	n.a.	0.4	0.9	1.0
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	0.8	12.0	11.7	12.0	3.8	13.6	19.7	29.8
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	2.3	0.1	0.0	0.1	0.8	-	0.1	-
Na	ppm	23.19	22.05	24.31	26.24	-	25.23	-	28.57	-
Mg	ppm	12.22	11.32	10.98	10.58	-	9.54	-	9.98	-
Al	ppm	0.04	0.09	0.03	0.01	-	0.02	-	0.02	-
K	ppm	5.57	5.79	5.81	5.89	-	6.35	-	6.50	-
Ca	ppm	59.91	59.47	51.87	53.03	-	46.94	-	48.63	-
V	ppm	0.0003	0.0017	0.0006	0.0008	-	0.0006	-	0.0006	-
Cr	ppm	0.0007	0.0012	0.0007	0.0005	-	0.0004	-	0.0003	-
Mn	ppm	0.51	1.40	0.20	0.00	-	1.10	-	0.00	-
Fe	ppm	1.07	9.00	0.38	0.13	-	0.84	-	0.06	-
Co	ppb	1.59	3.26	0.62	0.30	-	2.51	-	0.26	-
Cu	ppb	1.75	1.21	1.33	1.82	-	3.64	-	1.76	-
Zn	ppb	80.01	504.36	14.53	7.64	-	12.88	-	5.38	-
Rb	ppb	3.60	4.49	3.57	3.04	-	3.69	-	3.15	-
Sr	ppb	215.28	231.58	207.29	192.82	-	194.46	-	173.39	-
Cd	ppb	0.038	0.062	0.020	0.119	-	0.014	-	0.025	-
Ba	ppb	16.63	51.64	17.02	10.22	-	9.00	-	5.72	-
La	ppb	0.0691	0.3021	0.0430	0.0146	-	0.0209	-	0.0093	-
Ce	ppb	0.1377	0.6369	0.0951	0.0182	-	0.0433	-	0.0127	-
Pr	ppb	0.0209	0.0821	0.0131	0.0044	-	0.0059	-	0.0028	-
Nd	ppb	0.1033	0.3502	0.0610	0.0216	-	0.0323	-	0.0148	-
Sm	ppb	0.0239	0.0781	0.0142	0.0065	-	0.0083	-	0.0026	-
Eu	ppb	0.0072	0.0168	0.0035	0.0015	-	0.0015	-	0.0009	-
Gd	ppb	0.0297	0.0782	0.0178	0.0093	-	0.0101	-	0.0070	-
Tb	ppb	0.0040	0.0112	0.0021	0.0013	-	0.0014	-	0.0007	-
Dy	ppb	0.0244	0.0658	0.0155	0.0079	-	0.0082	-	0.0058	-
Ho	ppb	0.0063	0.0136	0.0031	0.0019	-	0.0019	-	0.0011	-
Er	ppb	0.0176	0.0381	0.0103	0.0065	-	0.0067	-	0.0043	-
Tm	ppb	0.0030	0.0056	0.0019	0.0010	-	0.0011	-	0.0005	-
Yb	ppb	0.0186	0.0344	0.0118	0.0091	-	0.0078	-	0.0057	-
Lu	ppb	0.0036	0.0055	0.0021	0.0016	-	0.0019	-	0.0011	-
Pb	ppb	1.5638	2.9967	1.2048	0.5028	-	0.5012	-	0.1060	-
Th	ppb	0.0154	0.1182	n.d.	0.0115	-	0.0218	-	0.0077	-
U	ppb	0.0488	0.0638	0.0586	0.0492	-	0.0320	-	0.0171	-

Analyses chimiques du piézomètre S_{17}

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	337	395	368	259	325	312	403	341	263
Eh/ESH	mV	320	169	429	419	442	335	321	486	433
T°C	degré °C	9.2	15.2	11.4	9.9	10.2	16.6	13.9	10.4	6.9
pH		7.2	6.4	7.2	7.3	7.0	7.0	7.1	7.2	7.1
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00656	0.00235	0.00184	0.00206	0.00200	0.00022	0.00243	0.00219	0.00205
COD	$mg.L^{-1}$	43.6	38.5	33.8	24.2	20.8	14.6	16.0	15.0	15.4
IC	$mg.L^{-1}$	40.2	45.6	33.0	26.8	25.3	25.9	31.2	26.6	24.8
Cl^-	$mg.L^{-1}$	29.3	27.8	31.6	31.5	32.7	28.5	34.7	35.2	34.7
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	3.2	1.9	2.6	3.1	3.8	3.1	2.0	2.5	2.9
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	2.7	n.d.	9.7	9.7	9.4	6.4	6.8	7.3	7.3
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.6	0.2	0.0	0.2	0.1	-	0.2	-
Na	ppm	21.10	19.30	20.14	22.98	-	19.26	-	24.19	-
Mg	ppm	10.14	9.61	8.28	8.49	-	6.88	-	7.89	-
Al	ppm	0.06	0.08	0.04	0.03	-	0.03	-	0.02	-
K	ppm	4.72	4.39	4.34	4.32	-	4.15	-	4.56	-
Ca	ppm	61.68	62.58	48.54	47.66	-	39.18	-	45.08	-
V	ppm	0.0011	0.0013	0.0013	0.0012	-	0.0006	-	0.0009	-
Cr	ppm	0.0008	0.0010	0.0006	0.0005	-	0.0003	-	0.0004	-
Mn	ppm	0.66	1.80	0.01	0.00	-	0.49	-	0.00	-
Fe	ppm	1.26	9.54	0.59	0.16	-	0.13	-	0.11	-
Co	ppb	1.16	3.43	0.38	0.26	-	0.57	-	0.20	-
Cu	ppb	2.14	0.99	2.16	3.55	-	3.52	-	1.75	-
Zn	ppb	13.83	7.02	7.47	6.48	-	14.80	-	5.95	-
Rb	ppb	2.99	2.88	2.49	2.22	-	3.29	-	2.28	-
Sr	ppb	223.64	271.67	192.23	191.46	-	164.50	-	165.44	-
Cd	ppb	0.028	0.049	0.016	0.129	-	0.087	-	0.036	-
Ba	ppb	25.67	54.37	19.33	14.53	-	15.75	-	9.07	-
La	ppb	0.1437	0.1812	0.0544	0.0311	-	0.0199	-	0.0184	-
Ce	ppb	0.2559	0.3990	0.0607	0.0248	-	0.0260	-	0.0170	-
Pr	ppb	0.0375	0.0518	0.0169	0.0091	-	0.0059	-	0.0057	-
Nd	ppb	0.1672	0.2334	0.0740	0.0443	-	0.0321	-	0.0279	-
Sm	ppb	0.0374	0.0518	0.0192	0.0107	-	0.0077	-	0.0073	-
Eu	ppb	0.0097	0.0109	0.0038	0.0022	-	0.0010	-	0.0014	-
Gd	ppb	0.0385	0.0546	0.0240	0.0142	-	0.0101	-	0.0113	-
Tb	ppb	0.0055	0.0078	0.0029	0.0019	-	0.0012	-	0.0012	-
Dy	ppb	0.0351	0.0467	0.0181	0.0126	-	0.0088	-	0.0074	-
Ho	ppb	0.0071	0.0099	0.0043	0.0028	-	0.0021	-	0.0018	-
Er	ppb	0.0220	0.0297	0.0126	0.0095	-	0.0053	-	0.0061	-
Tm	ppb	0.0035	0.0042	0.0021	0.0014	-	0.0010	-	0.0008	-
Yb	ppb	0.0216	0.0275	0.0138	0.0106	-	0.0077	-	0.0070	-
Lu	ppb	0.0039	0.0044	0.0027	0.0021	-	0.0015	-	0.0012	-
Pb	ppb	0.8257	0.6372	0.2351	0.4770	-	0.1249	-	0.1212	-
Th	ppb	0.0198	0.0506	0.0319	0.0110	-	0.0112	-	0.0062	-
U	ppb	0.0500	0.0327	0.0258	0.0222	-	0.0098	-	0.0098	-

Analyses chimiques du piézomètre S_{18}

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	383	380	353	249	321	343	391	321	275
Eh/ESH	mV	306	174	462	419	444	329	347	484	447
T°C	degré °C	9.7	15.3	11.6	10	10.3	16.3	13.9	10.4	7.6
pH		7.2	6.3	7.1	7.4	7.0	6.7	7.0	7.2	7.1
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00506	0.00346	0.00228	0.00192	0.00192	0.00222	0.00204	0.00240	0.00191
COD	$mg.L^{-1}$	38.2	47.7	34.0	25.9	22.5	21.6	18.3	17.6	18.3
IC	$mg.L^{-1}$	37.9	43.3	27.9	25.0	23.5	29.3	26.5	23.2	22.6
Cl^-	$mg.L^{-1}$	28.8	27.6	31.3	32.2	34.0	29.4	33.3	35.6	35.1
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	7.4	3.2	3.9	3.9	5.3	14.2	8.5	9.2	9.6
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	10.0	10.7	12.1	5.3	7.9	9.1	9.1
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	1.1	0.2	0.1	0.1	1.7	-	0.2	-
Na	ppm	19.82	18.55	20.32	23.11	-	20.95	-	24.65	-
Mg	ppm	8.91	9.07	7.46	7.83	-	7.07	-	7.67	-
Al	ppm	0.07	0.14	0.05	0.03	-	0.23	-	0.03	-
K	ppm	4.22	3.79	3.90	3.88	-	3.82	-	4.18	-
Ca	ppm	56.54	63.56	45.52	46.34	-	43.08	-	45.81	-
V	ppm	0.0012	0.0025	0.0017	0.0008	-	0.0005	-	0.0007	-
Cr	ppm	0.0009	0.0014	0.0007	0.0005	-	0.0004	-	0.0004	-
Mn	ppm	0.41	2.52	0.00	0.00	-	1.32	-	0.00	-
Fe	ppm	0.70	12.29	0.46	0.28	-	2.21	-	0.87	-
Co	ppb	0.72	4.75	0.27	0.22	-	1.34	-	0.21	-
Cu	ppb	3.25	1.31	2.06	2.55	-	1.46	-	1.95	-
Zn	ppb	21.22	14.30	10.49	10.37	-	9.17	-	5.02	-
Rb	ppb	3.23	2.98	2.50	2.30	-	2.73	-	2.37	-
Sr	ppb	204.93	278.05	179.29	166.80	-	186.05	-	162.94	-
Cd	ppb	0.055	0.254	0.015	0.170	-	0.066	-	0.010	-
Ba	ppb	23.09	62.09	17.22	14.14	-	24.77	-	13.23	-
La	ppb	0.1222	0.3203	0.0731	0.0380	-	0.0639	-	0.0389	-
Ce	ppb	0.2163	0.7695	0.0843	0.0293	-	0.1341	-	0.0422	-
Pr	ppb	0.0362	0.0911	0.0200	0.0114	-	0.0192	-	0.0108	-
Nd	ppb	0.1683	0.4036	0.0895	0.0541	-	0.0846	-	0.0522	-
Sm	ppb	0.0405	0.0909	0.0200	0.0139	-	0.0213	-	0.0115	-
Eu	ppb	0.0110	0.0209	0.0051	0.0030	-	0.0054	-	0.0028	-
Gd	ppb	0.0467	0.0923	0.0258	0.0184	-	0.0257	-	0.0163	-
Tb	ppb	0.0064	0.0138	0.0034	0.0022	-	0.0036	-	0.0022	-
Dy	ppb	0.0386	0.0833	0.0204	0.0147	-	0.0223	-	0.0140	-
Ho	ppb	0.0092	0.0182	0.0050	0.0034	-	0.0046	-	0.0030	-
Er	ppb	0.0287	0.0512	0.0155	0.0108	-	0.0151	-	0.0095	-
Tm	ppb	0.0039	0.0073	0.0021	0.0017	-	0.0025	-	0.0013	-
Yb	ppb	0.0282	0.0485	0.0168	0.0134	-	0.0157	-	0.0099	-
Lu	ppb	0.0050	0.0078	0.0027	0.0025	-	0.0030	-	0.0020	-
Pb	ppb	0.9195	1.3475	0.4560	0.3746	-	0.4770	-	0.3577	-
Th	ppb	0.0327	0.0761	0.0228	0.0114	-	0.0212	-	0.0100	-
U	ppb	0.0472	0.0423	0.0185	0.0168	-	0.0096	-	0.0114	-

Analyses chimiques du piézomètre S_{19}

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	276	275	414	266	299	363	396	317	220
Eh/ESH	mV	216	177	327	412	407	237	316	496	434
T°C	degré °C	8.5	17.1	10.4	10.2	10.2	15.1	12.9	8.9	4.5
pH		6.7	6.4	6.9	6.8	6.8	6.6	7.0	6.7	6.8
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00369	0.00212	0.00418	0.00244	0.00188	0.00271	0.00292	0.00306	0.00190
COD	$mg.L^{-1}$	48.1	44.2	46.9	37.1	10.8	36.7	33.7	32.3	29.1
IC	$mg.L^{-1}$	25.3	29.0	41.7	31.4	23.3	34.1	36.4	27.9	24.4
Cl^-	$mg.L^{-1}$	17.1	17.7	24.6	20.1	19.9	25.7	20.0	21.7	20.0
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	n.d.	n.d.	2.6	4.2	5.1	1.8	2.5	3.5	3.8
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	8.3	n.d.	7.0	5.4	19.5	3.2	n.d.	10.2	15.8
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.7	0.5	0.3	0.3	2.0	-	0.8	-
Na	ppm	9.74	8.00	16.99	13.35	-	20.72	-	17.61	-
Mg	ppm	6.39	5.07	6.62	6.55	-	5.86	-	8.20	-
Al	ppm	0.18	0.16	0.08	0.05	-	0.11	-	0.08	-
K	ppm	4.77	4.22	7.95	6.08	-	8.70	-	7.33	-
Ca	ppm	42.38	34.97	43.01	42.95	-	39.06	-	48.54	-
V	ppm	0.0017	0.0019	0.0005	0.0002	-	0.0008	-	0.0002	-
Cr	ppm	0.0013	0.0011	0.0011	0.0007	-	0.0008	-	0.0006	-
Mn	ppm	1.23	0.97	1.13	0.17	-	1.03	-	0.81	-
Fe	ppm	8.34	7.86	1.09	0.94	-	6.09	-	1.40	-
Co	ppb	2.46	1.84	1.21	0.81	-	1.21	-	1.01	-
Cu	ppb	1.41	1.36	0.87	1.26	-	0.75	-	0.61	-
Zn	ppb	16.16	15.86	9.70	14.72	-	3.51	-	17.64	-
Rb	ppb	3.26	2.92	8.01	4.97	-	12.03	-	5.90	-
Sr	ppb	168.11	143.44	182.21	170.24	-	170.03	-	181.67	-
Cd	ppb	0.084	0.023	0.017	0.142	-	0.045	-	0.008	-
Ba	ppb	43.05	39.98	43.84	36.72	-	46.19	-	41.78	-
La	ppb	0.3285	0.3224	0.0670	0.0577	-	0.1607	-	0.0762	-
Ce	ppb	0.7611	0.7229	0.1744	0.1237	-	0.3995	-	0.1847	-
Pr	ppb	0.0949	0.0910	0.0239	0.0193	-	0.0511	-	0.0262	-
Nd	ppb	0.4208	0.3893	0.1153	0.0865	-	0.2311	-	0.1225	-
Sm	ppb	0.0957	0.0884	0.0290	0.0220	-	0.0553	-	0.0336	-
Eu	ppb	0.0263	0.0198	0.0065	0.0048	-	0.0108	-	0.0059	-
Gd	ppb	0.1058	0.0940	0.0339	0.0285	-	0.0563	-	0.0313	-
Tb	ppb	0.0151	0.0131	0.0055	0.0043	-	0.0092	-	0.0050	-
Dy	ppb	0.0900	0.0838	0.0355	0.0264	-	0.0529	-	0.0304	-
Ho	ppb	0.0193	0.0179	0.0078	0.0060	-	0.0116	-	0.0070	-
Er	ppb	0.0586	0.0527	0.0245	0.0184	-	0.0333	-	0.0219	-
Tm	ppb	0.0086	0.0073	0.0038	0.0026	-	0.0050	-	0.0033	-
Yb	ppb	0.0536	0.0470	0.0244	0.0201	-	0.0314	-	0.0228	-
Lu	ppb	0.0080	0.0071	0.0037	0.0030	-	0.0052	-	0.0036	-
Pb	ppb	11.4544	6.8009	0.5522	4.9166	-	1.1677	-	3.3355	-
Th	ppb	0.0917	0.0790	0.0270	0.0507	-	0.0476	-	0.0259	-
U	ppb	0.0221	0.0228	0.0118	0.0106	-	0.0192	-	0.0074	-

Analyses chimiques du piézomètre S_{20}

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	387	344	306	229	256	279	355	307	236
Eh/ESH	mV	158	182	419	430	431	372	298	547	437
T°C	degré °C	8.9	20.3	10.8	10.3	10.6	15.4	13	9.8	5.8
pH		6.6	6.3	6.3	6.9	6.7	6.5	6.6	6.8	7.0
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00467	0.0028	0.00685	0.00139	0.00158	0.00215	0.00224	0.00187	0.00120
COD	$mg.L^{-1}$	60.6	52.6	51.8	39.7	13.7	33.8	40.2	36.6	38.1
IC	$mg.L^{-1}$	34.3	37.6	29.7	17.4	20.6	29.5	29.3	18.2	15.1
Cl^-	$mg.L^{-1}$	22.1	23.7	21.9	19.0	22.5	20.8	20.6	23.8	21.3
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	n.d.	1.2	0.3	4.3	5.5	13.1	17.3	23.9	27.1
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	n.d.	0.4	6.1	10.3	9.9	1.3	10.2	10.8	9.8
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	1.5	1.2	0.2	0.3	0.5	-	0.8	-
Na	ppm	12.88	12.40	12.63	11.97	-	12.76	-	15.73	-
Mg	ppm	10.42	9.50	8.78	7.32	-	7.95	-	10.20	-
Al	ppm	0.20	0.17	0.09	0.06	-	0.07	-	0.08	-
K	ppm	3.40	3.57	3.48	2.97	-	3.38	-	3.63	-
Ca	ppm	48.75	47.39	40.35	31.18	-	36.14	-	44.19	-
V	ppm	0.0047	0.0042	0.0009	0.0005	-	0.0003	-	0.0005	-
Cr	ppm	0.0019	0.0019	0.0013	0.0010	-	0.0010	-	0.0011	-
Mn	ppm	2.68	2.42	0.09	n.d.	-	3.49	-	0.01	-
Fe	ppm	26.60	25.86	4.27	1.00	-	1.23	-	3.58	-
Co	ppb	9.98	8.39	1.02	0.40	-	10.73	-	0.59	-
Cu	ppb	0.99	1.66	3.42	3.30	-	5.00	-	2.99	-
Zn	ppb	8.98	21.72	15.97	9.47	-	22.57	-	10.23	-
Rb	ppb	2.87	2.93	2.71	1.44	-	2.52	-	2.04	-
Sr	ppb	187.87	187.08	161.47	129.19	-	147.84	-	158.32	-
Cd	ppb	0.010	0.013	0.068	0.773	-	0.211	-	0.011	-
Ba	ppb	50.73	51.63	27.63	19.85	-	37.53	-	18.63	-
La	ppb	0.6270	0.6655	0.2422	0.1235	-	0.1366	-	0.1666	-
Ce	ppb	1.4841	1.5894	0.3911	0.0863	-	0.3250	-	0.2264	-
Pr	ppb	0.1776	0.1832	0.0710	0.0364	-	0.0398	-	0.0486	-
Nd	ppb	0.7727	0.7782	0.3068	0.1686	-	0.1783	-	0.2055	-
Sm	ppb	0.1688	0.1650	0.0696	0.0417	-	0.0454	-	0.0491	-
Eu	ppb	0.0457	0.0365	0.0159	0.0090	-	0.0102	-	0.0109	-
Gd	ppb	0.1787	0.1676	0.0775	0.0466	-	0.0500	-	0.0564	-
Tb	ppb	0.0257	0.0239	0.0109	0.0067	-	0.0081	-	0.0079	-
Dy	ppb	0.1502	0.1393	0.0677	0.0434	-	0.0482	-	0.0525	-
Ho	ppb	0.0312	0.0287	0.0142	0.0098	-	0.0115	-	0.0110	-
Er	ppb	0.0931	0.0849	0.0428	0.0295	-	0.0334	-	0.0343	-
Tm	ppb	0.0135	0.0117	0.0064	0.0046	-	0.0051	-	0.0051	-
Yb	ppb	0.0802	0.0749	0.0405	0.0295	-	0.0341	-	0.0338	-
Lu	ppb	0.0127	0.0116	0.0065	0.0049	-	0.0055	-	0.0050	-
Pb	ppb	4.1377	11.5055	8.0322	5.2089	-	1.9275	-	4.4415	-
Th	ppb	0.1304	0.1575	0.0632	0.0414	-	0.0473	-	0.0467	-
U	ppb	0.0699	0.0421	0.0173	0.0153	-	0.0135	-	0.0137	-

Analyses chimiques de la rivière sur le site S

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	445	373	406	345	394	323	512	378	271
Eh/ESH	mV	-	-	402	402	432	331	362	443	372
T°C	degré °C	12.5	22.6	7.4	11.8	9	13.8	12.1	6.9	1.8
pH		6.9	8.5	6.6	7.3	7.1	7.3	7.3	7.4	7.1
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00388	0.00221	0.00222	0.00229	0.00252	0.00188	0.00278	0.00263	0.0019
COD	$mg.L^{-1}$	4.9	4.1	18.4	7.6	9.5	2.1	4.4	7.2	10.0
IC	$mg.L^{-1}$	30.9	25.2	29.2	31.1	30.2	22.9	36.6	31.3	22.8
Cl^-	$mg.L^{-1}$	36.8	37.9	36.9	37.4	35.2	34.5	39.2	37.2	34.5
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	19.4	17.0	41.2	24.4	25.7	19.0	23.9	26.1	20.9
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	22.4	22.4	12.2	22.0	16.1	23.4	13.5	17.7	22.4
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	-	0.3	-
Na	ppm	26.82	35.43	21.00	29.15	-	23.27	-	27.08	-
Mg	ppm	11.73	14.71	8.69	12.24	-	9.69	-	12.04	-
Al	ppm	0.02	0.05	0.05	0.02	-	0.03	-	0.03	-
K	ppm	4.71	5.33	16.19	5.86	-	5.16	-	6.38	-
Ca	ppm	49.58	58.91	46.25	52.80	-	37.02	-	55.69	-
V	ppm	0.0009	0.0019	0.0014	0.0011	-	0.0007	-	0.0010	-
Cr	ppm	0.0004	0.0004	0.0006	0.0004	-	0.0003	-	0.0003	-
Mn	ppm	0.09	0.02	0.14	0.12	-	0.07	-	0.15	-
Fe	ppm	0.47	0.29	0.45	0.20	-	0.15	-	0.29	-
Co	ppb	0.48	0.41	0.85	0.56	-	0.24	-	0.86	-
Cu	ppb	1.22	2.24	3.84	1.49	-	1.08	-	1.72	-
Zn	ppb	6.18	10.33	34.90	15.47	-	7.14	-	12.56	-
Rb	ppb	1.56	2.46	5.38	2.47	-	1.93	-	2.16	-
Sr	ppb	177.38	221.93	178.42	193.22	-	151.56	-	202.74	-
Cd	ppb	0.034	0.003	0.050	0.025	-	0.012	-	0.027	-
Ba	ppb	16.09	14.47	23.11	13.57	-	11.83	-	19.32	-
La	ppb	0.0445	0.0477	0.1594	0.0597	-	0.0151	-	0.0512	-
Ce	ppb	0.0572	0.0730	0.2837	0.1011	-	0.0238	-	0.0889	-
Pr	ppb	0.0097	0.0109	0.0416	0.0151	-	0.0036	-	0.0148	-
Nd	ppb	0.0401	0.0453	0.1732	0.0664	-	0.0169	-	0.0664	-
Sm	ppb	0.0099	0.0104	0.0378	0.0147	-	0.0034	-	0.0166	-
Eu	ppb	0.0031	0.0021	0.0088	0.0028	-	0.0007	-	0.0032	-
Gd	ppb	0.0106	0.0119	0.1069	0.0170	-	0.0055	-	0.0181	-
Tb	ppb	0.0014	0.0014	0.0057	0.0024	-	0.0006	-	0.0027	-
Dy	ppb	0.0070	0.0101	0.0357	0.0150	-	0.0039	-	0.0228	-
Ho	ppb	0.0019	0.0020	0.0074	0.0031	-	0.0010	-	0.0060	-
Er	ppb	0.0056	0.0075	0.0224	0.0119	-	0.0030	-	0.0262	-
Tm	ppb	0.0009	0.0010	0.0034	0.0018	-	0.0004	-	0.0044	-
Yb	ppb	0.0059	0.0051	0.0220	0.0122	-	0.0031	-	0.0383	-
Lu	ppb	0.0011	0.0014	0.0035	0.0024	-	0.0004	-	0.0070	-
Pb	ppb	0.1806	0.4869	0.5600	0.3394	-	0.1745	-	0.2529	-
Th	ppb	0.0142	0.0077	0.0197	0.0055	-	0.0062	-	0.0081	-
U	ppb	0.2594	0.2186	0.1630	0.2047	-	0.0425	-	0.1672	-

Analyses chimiques de la rivière sur le site G

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	449	427	429	344	401	330	487	398	280
Eh/ESH	mV	-	-	448	427	370	318	347	429	438
T°C	degré °C	13.3	23.2	7.8	11.4	10.7	13.5	12	6.5	2.4
pH		7.5	8.7	7.1	7.1	7.0	6.9	7.3	7.0	6.7
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00386	0.00192	0.0022	0.00218	0.00232	0.00188	0.00284	0.00258	0.00203
COD	$mg.L^{-1}$	3.5	4.6	19.4	7.2	10.8	2.9	4.9	8.1	10.5
IC	$mg.L^{-1}$	30.9	27.5	28.0	31.0	30.7	23.8	34.9	31.7	24.3
Cl^-	$mg.L^{-1}$	37.9	38.3	36.9	37.9	34.7	34.2	37.8	37.4	36.6
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	19.6	17.9	41.2	24.8	24.6	18.4	23.1	26.3	21.3
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	19.5	17.0	12.8	18.4	16.0	23.0	14.6	16.9	22.8
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	-	0.2	-
Na	ppm	25.92	26.45	21.77	24.78	-	27.73	-	26.67	-
Mg	ppm	11.47	10.89	8.90	10.37	-	9.43	-	11.13	-
Al	ppm	0.01	0.09	0.03	0.01	-	0.01	-	0.03	-
K	ppm	4.64	4.32	15.79	5.72	-	5.90	-	6.18	-
Ca	ppm	49.69	43.65	46.01	48.41	-	35.92	-	52.52	-
V	ppm	0.0010	0.0019	0.0014	0.0011	-	0.0010	-	0.0010	-
Cr	ppm	0.0003	0.0003	0.0007	0.0003	-	0.0002	-	0.0003	-
Mn	ppm	0.09	0.01	0.08	0.04	-	0.02	-	0.15	-
Fe	ppm	0.25	0.14	0.38	0.11	-	0.12	-	0.24	-
Co	ppb	0.45	0.39	0.61	0.28	-	0.26	-	0.77	-
Cu	ppb	1.23	1.61	3.51	2.62	-	1.33	-	1.63	-
Zn	ppb	5.38	33.73	31.03	12.64	-	8.89	-	14.08	-
Rb	ppb	1.65	2.16	5.33	2.67	-	2.66	-	2.21	-
Sr	ppb	197.01	166.75	181.61	191.89	-	145.95	-	199.42	-
Cd	ppb	0.012	0.048	0.071	0.020	-	0.015	-	0.080	-
Ba	ppb	16.03	12.18	22.65	10.62	-	12.26	-	19.35	-
La	ppb	0.0428	0.0601	0.1433	0.0307	-	0.0172	-	0.0514	-
Ce	ppb	0.0575	0.1073	0.2531	0.0457	-	0.0316	-	0.0907	-
Pr	ppb	0.0099	0.0124	0.0375	0.0072	-	0.0041	-	0.0140	-
Nd	ppb	0.0395	0.0454	0.1612	0.0320	-	0.0177	-	0.0637	-
Sm	ppb	0.0070	0.0073	0.0364	0.0077	-	0.0040	-	0.0157	-
Eu	ppb	0.0017	0.0016	0.0081	0.0010	-	0.0008	-	0.0024	-
Gd	ppb	0.0103	0.0073	0.1164	0.0103	-	0.0059	-	0.0173	-
Tb	ppb	0.0012	0.0011	0.0059	0.0015	-	0.0008	-	0.0027	-
Dy	ppb	0.0086	0.0067	0.0316	0.0100	-	0.0054	-	0.0204	-
Ho	ppb	0.0019	0.0013	0.0067	0.0024	-	0.0012	-	0.0058	-
Er	ppb	0.0053	0.0042	0.0213	0.0087	-	0.0034	-	0.0258	-
Tm	ppb	0.0011	0.0006	0.0032	0.0014	-	0.0004	-	0.0046	-
Yb	ppb	0.0060	0.0040	0.0202	0.0098	-	0.0040	-	0.0381	-
Lu	ppb	0.0014	0.0007	0.0034	0.0018	-	0.0005	-	0.0070	-
Pb	ppb	0.2139	0.5147	0.4994	0.2837	-	0.3759	-	0.3274	-
Th	ppb	0.0089	0.0038	0.0197	0.0073	-	0.0059	-	0.0086	-
U	ppb	0.2456	0.1442	0.1657	0.1863	-	0.0341	-	0.1744	-

Analyses chimiques des sables dans les sables sur le site S

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	-	480	413	446	564	406	454	465	525
Eh/ESH	mV	-	-	482	396	453	-	349	410	481
T°C	degré °C	-	-	11.7	12.4	10.7	14.3	13.8	11.3	3.2
pH		-	-	7.6	6.5	6.9	7.4	7.3	7.0	5.7
Alc.	$mol.L^{-1}$	-	0.00444	0.00346	0.00463	0.00434	0.00376	0.00356	0.00367	0.00514
COD	$mg.L^{-1}$	-	n.d.	3.4	n.d.	2.6	n.d.	0.1	n.d.	1.3
IC	$mg.L^{-1}$	-	53.2	45.1	58.9	56.3	46.0	42.1	49.9	59.7
Cl^-	$mg.L^{-1}$	-	31.9	30.9	27.7	27.3	31.0	30.8	30.1	27.0
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	-	7.1	3.0	8.4	8.3	0.9	1.1	5.2	8.0
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	-	12.8	0.4	31.4	30.0	0.3	0.7	10.6	31.2
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	-	0.1	-
Na	ppm	-	18.96	25.18	11.02	-	22.72	-	19.26	-
Mg	ppm	-	6.42	4.87	7.71	-	5.75	-	6.47	-
Al	ppm	-	0.02	0.01	0.01	-	0.01	-	0.06	-
K	ppm	-	0.76	0.98	0.59	-	0.91	-	1.66	-
Ca	ppm	-	93.02	63.14	109.62	-	70.77	-	82.91	-
V	ppm	-	0.0006	0.0004	0.0008	-	0.0004	-	0.0006	-
Cr	ppm	-	0.0005	0.0001	0.0013	-	0.0001	-	0.0005	-
Mn	ppm	-	0.01	0.00	0.00	-	0.01	-	0.00	-
Fe	ppm	-	0.26	0.12	0.08	-	0.16	-	0.05	-
Co	ppb	-	0.14	0.10	0.13	-	0.10	-	0.10	-
Cu	ppb	-	0.53	0.58	0.62	-	0.45	-	0.52	-
Zn	ppb	-	11.36	2.58	22.90	-	1.15	-	3.36	-
Rb	ppb	-	0.55	0.88	0.31	-	0.87	-	0.66	-
Sr	ppb	-	108.28	94.18	120.92	-	106.17	-	121.98	-
Cd	ppb	-	0.017	0.027	0.104	-	0.003	-	0.053	-
Ba	ppb	-	16.95	29.14	8.94	-	29.67	-	17.40	-
La	ppb	-	0.0063	0.0029	0.0042	-	0.0041	-	0.0033	-
Ce	ppb	-	0.0120	0.0038	0.0060	-	0.0049	-	0.0055	-
Pr	ppb	-	0.0016	0.0006	0.0007	-	0.0007	-	0.0009	-
Nd	ppb	-	0.0066	0.0017	0.0027	-	0.0035	-	0.0018	-
Sm	ppb	-	0.0013	0.0003	0.0004	-	0.0016	-	0.0003	-
Eu	ppb	-	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	-	n.d.	-
Gd	ppb	-	0.0017	0.0005	0.0010	-	0.0003	-	0.0004	-
Tb	ppb	-	0.0002	0.0001	0.0001	-	n.d.	-	0.0001	-
Dy	ppb	-	0.0016	0.0002	0.0014	-	0.0008	-	0.0007	-
Ho	ppb	-	0.0002	0.0003	0.0001	-	0.0001	-	0.0000	-
Er	ppb	-	0.0011	0.0005	0.0004	-	0.0002	-	0.0007	-
Tm	ppb	-	0.0001	0.0001	n.d.	-	n.d.	-	n.d.	-
Yb	ppb	-	0.0007	0.0006	0.0006	-	0.0005	-	0.0004	-
Lu	ppb	-	0.0002	0.0001	n.d.	-	n.d.	-	0.0001	-
Pb	ppb	-	0.1428	0.2108	0.2814	-	0.0560	-	0.1226	-
Th	ppb	-	0.0037	0.0040	0.0030	-	0.0023	-	0.0008	-
U	ppb	-	0.1640	0.1923	0.1151	-	0.1500	-	0.1951	-

Analyses chimiques des sables dans les sables sur le site G

Param.	Unité	08/04/03	16/06/03	02/12/03	16/03/04	04/05/04	21/09/04	08/11/04	04/01/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	-	480	557	441	559	517	603	531	470
Eh/ESH	mV	-	75	408	252	329	369	268	463	464
T°C	degré °C	-	14.3	12.2	10.6	9.8	15.6	13.2	12.4	7.3
pH		-	7.3	7.5	6.9	7	6.9	7.5	6.9	7.9
Alc.	$mol.L^{-1}$	-	0.00536	0.00503	0.00467	0.00475	0.00521	0.00389	0.00449	0.0018
COD	$mg.L^{-1}$	-	0.3	1.1	0.5	1.1	n.d.	4.4	1.2	5.7
IC	$mg.L^{-1}$	-	68.2	67.1	65.7	62.7	66.1	50.0	58.2	56.1
Cl^-	$mg.L^{-1}$	-	24.4	26.1	25.3	25.4	24.4	28.4	27.8	27.8
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	-	8.3	18.9	10.6	10.5	6.5	39.6	28.4	28.2
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	-	0.6	1.3	1.5	1.3	0.1	1.4	0.9	1.0
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	0.5	0.1	0.1	0.0	0.3	-	0.1	-
Na	ppm	-	18.96	19.44	17.55	-	19.45	-	21.50	-
Mg	ppm	-	8.91	9.90	7.81	-	8.24	-	9.53	-
Al	ppm	-	0.02	0.01	0.07	-	0.01	-	0.01	-
K	ppm	-	2.78	2.74	2.16	-	2.66	-	8.80	-
Ca	ppm	-	105.98	94.68	97.81	-	97.11	-	95.86	-
V	ppm	-	0.0004	0.0007	0.0003	-	0.0005	-	0.0007	-
Cr	ppm	-	0.0001	0.0001	0.0001	-	0.0001	-	0.0002	-
Mn	ppm	-	0.48	0.01	0.02	-	0.21	-	0.00	-
Fe	ppm	-	1.38	0.17	0.08	-	0.47	-	0.06	-
Co	ppb	-	1.00	0.21	0.15	-	0.46	-	0.15	-
Cu	ppb	-	0.99	0.56	1.09	-	0.70	-	1.45	-
Zn	ppb	-	7.92	4.79	2.23	-	2.56	-	6.38	-
Rb	ppb	-	1.96	1.08	0.79	-	1.04	-	3.14	-
Sr	ppb	-	317.23	302.89	283.77	-	267.82	-	235.87	-
Cd	ppb	-	0.026	0.009	0.019	-	0.009	-	0.088	-
Ba	ppb	-	21.36	19.15	19.69	-	16.47	-	20.64	-
La	ppb	-	0.0511	0.0078	0.0052	-	0.0393	-	0.0177	-
Ce	ppb	-	0.1263	0.0159	0.0069	-	0.0982	-	0.0269	-
Pr	ppb	-	0.0136	0.0018	0.0013	-	0.0103	-	0.0053	-
Nd	ppb	-	0.0626	0.0100	0.0067	-	0.0439	-	0.0229	-
Sm	ppb	-	0.0118	0.0021	0.0017	-	0.0088	-	0.0058	-
Eu	ppb	-	0.0027	0.0004	n.d.	-	0.0015	-	0.0004	-
Gd	ppb	-	0.0125	0.0029	0.0026	-	0.0091	-	0.0077	-
Tb	ppb	-	0.0021	0.0004	0.0003	-	0.0015	-	0.0009	-
Dy	ppb	-	0.0127	0.0024	0.0019	-	0.0086	-	0.0053	-
Ho	ppb	-	0.0026	0.0009	0.0004	-	0.0020	-	0.0016	-
Er	ppb	-	0.0074	0.0032	0.0015	-	0.0057	-	0.0053	-
Tm	ppb	-	0.0011	0.0004	0.0003	-	0.0007	-	0.0011	-
Yb	ppb	-	0.0073	0.0033	0.0013	-	0.0055	-	0.0093	-
Lu	ppb	-	0.0012	0.0004	0.0002	-	0.0008	-	0.0018	-
Pb	ppb	-	0.2532	0.1084	0.2503	-	0.1103	-	0.1257	-
Th	ppb	-	0.0072	0.0037	0.0085	-	0.0050	-	0.0024	-
U	ppb	-	1.3252	1.5697	1.3789	-	1.3006	-	0.8710	-

Analyses chimiques des précipitations

Param.	Unité	16/03/04	04/05/04	21/09/04	20/10/04	08/11/04	01/12/04	04/01/05	09/02/05	01/03/05
Cond.	µS/cm	95	99	97	-	-	-	88	-	-
Eh/ESH	mV	367	400	0	-	-	-	-	-	-
T°C	degré °C	-	-	-	-	-	-	-	-	-
pH		7.4	7.0	6.7	-	-	-	7.3	-	-
Alc.	$mol.L^{-1}$	0.00045	0.00045	0.00018	-	-	-	0.00012	-	-
COD	$mg.L^{-1}$	4.2	4.2	5.8	-	-	-	n.d.	-	-
IC	$mg.L^{-1}$	6.4	6.0	1.7	-	-	-	n.d.	-	-
Cl^-	$mg.L^{-1}$	10.3	6.4	-	4.4	9.3	5.7	19.2	17.1	10.7
$S0_4^{2-}$	$mg.L^{-1}$	4.2	5.0	-	1.5	4.1	3.1	3.9	3.7	4.3
$N0_3^-$	$mg.L^{-1}$	4.8	6.2	-	2.1	11.4	7.8	7.6	5.7	5.8
Fe^{2+}	$mg.L^{-1}$	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	ppm	6.05	-	-	-	5.83	3.94	12.12	10.91	7.11
Mg	ppm	0.76	-	-	-	0.77	0.50	1.43	1.19	0.92
Al	ppm	0.02	-	-	-	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05
K	ppm	0.45	-	-	-	0.12	0.03	0.04	0.04	0.06
Ca	ppm	12.26	-	-	-	1.18	0.83	1.65	0.41	4.12
V	ppm	0.0023	-	-	-	3.1981	1.9149	1.8666	1.8888	1.0467
Cr	ppm	0.0002	-	-	-	0.0003	0.0005	0.0004	0.0002	0.0010
Mn	ppm	0.01	-	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	ppm	0.01	-	-	-	0.02	n.d.	0.01	0.02	0.01
Co	ppb	0.12	-	-	-	0.05	0.10	0.14	0.18	0.12
Cu	ppb	6.06	-	-	-	3.75	2.80	127.38	2.17	4.72
Zn	ppb	80.31	-	-	-	177.32	108.09	0.80	214.96	131.67
Rb	ppb	0.77	-	-	-	0.77	0.70	10.11	0.20	2.44
Sr	ppb	18.04	-	-	-	11.83	7.18	0.03	10.99	6.332
Cd	ppb	0.095	-	-	-	0.213	1.034	0.078	0.167	0.15
Ba	ppb	5.73	-	-	-	3.71	1.86	1.71	2.94	1.32
La	ppb	0.0213	-	-	-	0.0321	0.0333	0.0271	0.0124	0.04
Ce	ppb	0.0277	-	-	-	0.0473	0.0577	0.0423	0.0190	0.06
Pr	ppb	0.0048	-	-	-	0.0072	0.0087	0.0050	0.0026	0.01
Nd	ppb	0.0219	-	-	-	0.0271	0.0329	0.0214	0.0105	0.04
Sm	ppb	0.0045	-	-	-	0.0047	0.0088	0.0033	0.0032	0.01
Eu	ppb	0.0011	-	-	-	0.0011	0.0012	0.0010	0.0003	n.d.
Gd	ppb	0.0055	-	-	-	0.0045	0.0080	0.0048	0.0024	0.01
Tb	ppb	0.0007	-	-	-	0.0007	0.0010	0.0007	0.0003	n.d.
Dy	ppb	0.0050	-	-	-	0.0041	0.0050	0.0039	0.0020	0.01
Ho	ppb	0.0011	-	-	-	0.0005	0.0008	0.0007	0.0003	n.d.
Er	ppb	0.0031	-	-	-	0.0013	0.0033	0.0016	0.0006	n.d.
Tm	ppb	0.0005	-	-	-	0.0002	0.0004	0.0002	0.0003	n.d.
Yb	ppb	0.0026	-	-	-	0.0013	0.0027	0.0011	0.0007	n.d.
Lu	ppb	0.0005	-	-	-	0.0000	0.0004	0.0003	0.0002	n.d.
Pb	ppb	0.2015	-	-	-	0.6929	0.3782	0.2358	0.8970	1.32
Th	ppb	0.0151	-	-	-	0.0191	0.0083	0.0023	0.0028	0.01
U	ppb	0.0187	-	-	-	0.0037	0.0036	0.0031	0.0024	0.01