



HAL
open science

**Transferts d'eau et de carbone entre les tourbières,
l'atmosphère et les aquifères : Modèles hydrologiques,
géochimiques et de flux de gaz à effet de serre de la
tourbière active de Frasne (Massif du Jura, France)**

Alexandre Lhosmot

► **To cite this version:**

Alexandre Lhosmot. Transferts d'eau et de carbone entre les tourbières, l'atmosphère et les aquifères : Modèles hydrologiques, géochimiques et de flux de gaz à effet de serre de la tourbière active de Frasne (Massif du Jura, France). Hydrologie. Université Bourgogne Franche-Comté, 2023. Français. NNT : 2023UBFCD029 . tel-04232876

HAL Id: tel-04232876

<https://theses.hal.science/tel-04232876v1>

Submitted on 9 Oct 2023

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.

THESE DE DOCTORAT DE L'ETABLISSEMENT UNIVERSITE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE

PREPAREE A L'UNIVERSITE DE FRANCHE-COMTE

Ecole doctorale n°554

Environnements-Santé (ES)

Doctorat de Géodynamique des enveloppes supérieures

Spécialités : Hydrogéologie, Géochimie

Par

Alexandre Lhosmot

Transferts d'eau et de carbone entre les tourbières, l'atmosphère et les aquifères

Modèles hydrologiques, géochimiques et de flux de gaz à effet de
serre de la tourbière active de Frasne (Massif du Jura, France)

Soutenue publiquement le 21 mars 2023 à Besançon, devant le jury composé de :

M. Goldscheider, Nico	(Professeur, Karlsruhe Institute of Technology, Allemagne)	Rapporteur
M. Poulenard, Jérôme	(Professeur, Université de Savoie Mont-Blanc, France)	Rapporteur
Mme. Probst, Anne	(Directrice de Recherche CNRS, Univ. de Toulouse, France)	Examinatrice
Mme. Gandois, Laure	(Chargée de Recherche CNRS, Univ. de Toulouse, France)	Examinatrice
M. Gaillardet, Jérôme	(Professeur, Univ. Paris Cité, Institut Universitaire de France, France)	Examineur (Président)
M. Gilbert, Daniel	(Professeur, Univ. Bourgogne Franche-Comté, France)	Examineur
M. Steinmann, Marc	(Maître de Conférences HDR, Univ. Bourgogne Franche-Comté, France)	Directeur de thèse
M. Bertrand, Guillaume	(Maître de Conférences, Univ. Bourgogne Franche-Comté, France)	Codirecteur de thèse

Ce travail de thèse fut pour moi une aventure tant du point de vue scientifique qu'humain.

« Le Monde des Tourbières » est un monde d'une richesse que je n'osais pas soupçonner avant de me plonger dedans. Ce monde est tellement vaste que je n'ai pu en découvrir qu'une partie, car il reste tant de choses à apprendre. Ainsi, je tiens à remercier l'ensemble des personnes avec qui j'ai échangé autour des tourbières durant ces 3 années. C'est grâce à vous que j'ai pu prendre conscience de la diversité des angles de vue que l'on peut avoir sur les tourbières, et la nécessité de les considérer ensemble pour tenter de déceler leur fonctionnement. En effet, ce travail fut l'opportunité d'échanger avec des personnes d'horizons scientifiques différents (géochimie isotopique, biogéochimistes, biologistes, hydrogéologues, gestionnaires) et ainsi de découvrir des approches et méthodes de travaux variées autour d'un objet d'étude commun : les tourbières.

La dynamique de l'infrastructure de recherche OZCAR m'a permis de rencontrer et d'échanger avec des chercheurs extérieurs à mon laboratoire. En particulier, la participation au congrès OZCAR-TERENO, et surtout à l'École d'Été OZCAR, m'ont permis de voir l'intérêt de combiner différentes disciplines à travers le concept de Zone Critique. Ces moments d'échanges et les présentations autour des grandes questions scientifiques permettent de prendre du recul et de donner (ou redonner) du sens à notre recherche. L'équipe OZCAR m'a également permis de participer à l'AGU à travers son soutien financier. Ce fut pour moi une expérience très riche, et notamment l'occasion de rencontrer du monde et de découvrir un congrès international. Je tiens ainsi à remercier particulièrement Jérôme Gaillardet et toute l'équipe OZCAR.

Le site de Frasne sur lequel j'ai travaillé est intégré au Service National d'Observation des Tourbières (SNO). Je tiens à remercier l'ensemble des personnes impliquées dans le SNO Tourbières. Les échanges et les rencontres très intéressantes, notamment lors des COPIL, avec les membres du SNO m'ont donné de l'élan et de l'envie. La diversité des chercheurs/gestionnaires qui constituent/participent au SNO Tourbières en fait une structure essentielle. Merci Christophe Guimbaud pour ces échanges et pour le partage de données de FCH4 mesurées au Forbonnet en 2010. Je remercie également Line Jourdain et Elodie Salomon pour les échanges ! Laure Gandois, Jean-Sébastien Moquet, Sébastien Gogo, Sarah Coffinet, merci à vous pour votre présence, vos conseils, et votre réactivité tout au long de la thèse. Adrien Jacotot, un grand merci à toi pour ton implication et ton aide au cours de la thèse ! Tu n'étais pas officiellement dans mon encadrement, mais au fur et à mesure de la thèse tu as été présent et d'un soutien important pour moi.

Je suis ravi d'avoir pu côtoyer au cours de ce projet des gestionnaires de milieux naturels. Le fait de travailler en collaboration avec les gestionnaires de la Réserve Naturelle Régionale de Frasne-Bouverans fut une expérience enrichissante et m'a permis de voir le lien entre recherche et gestion. Je tiens à remercier Elodie Mehl, Michel Sauret, Thibaut Van Rijswijk, Guillaume Canova, Louis Collin et Geneviève Magnon pour leur collaboration et leur disponibilité. Michel, merci pour le dépannage du camion, on en a finalement bien rigolé après coup. Louis, merci beaucoup pour le partage de ton expérience et les conseils que tu as pu m'apporter, c'était un plaisir de travailler avec toi ! Guillaume, outre ton aide précieuse sur le terrain, merci pour ta joie de vivre ! Geneviève, merci beaucoup pour la confiance que tu m'as/nous as accordé et pour ta disponibilité tout au long de la thèse. Je te remercie également pour m'avoir permis de présenter au grand public une partie des résultats de ce travail, c'était une expérience riche et pleine de sens pour moi. Enfin je te remercie aussi pour m'avoir proposé d'intégrer le GET et d'y participer. J'étais ravi de rencontrer et d'échanger avec les spécialistes et amoureux des tourbières ! A travers le GET notamment, je tiens à remercier Grégory Bernard et Ludivine Coincenot (Pôle relais Tourbières).

Je remercie également les membres du laboratoire Chrono-Environnement avec qui j'ai pu échanger au cours de ces trois années. Je ne peux pas tous vous citer, au risque de ne pas être exhaustif. Un grand merci à Maxime Mermet, Joshua Ducasse, Pascale Bourgeade, Julien Parelle pour vos coups de mains au laboratoire.

Merci à Caroline Amiot et Nadia Crini pour votre réactivité concernant les analyses des cations. Merci à Frédéric Gimbert pour ton implication dans le collectif et pour avoir lancé Chrono-Environnement dans les défis de la Boucle, c'est une super idée ! Merci aux gestionnaires, à Charles-Henry, et à Nicolas Carry. Merci à l'équipe de Montbéliard - qui m'a accueillie durant ces derniers mois de rédaction dans le cadre de mon poste d'ATER - pour votre bonne ambiance ! Je tiens à remercier Coralie Bertheau-Rossel pour l'aménagement de l'emploi du temps, qui m'a facilité les déplacements.

En particulier, je souhaite remercier sincèrement Vincent Bichet. Merci d'avoir pris le temps pour tes explications passionnantes sur le karst et l'histoire de notre massif jurassien. Merci aussi pour le coup de main sur le suivi des isotopes de la pluie. Depuis la L1 Vincent Bichet pour moi c'est un peu « le dieu de la géologie du Jura » (n'est-ce pas Josselin Gremmel !), c'est vraiment un plaisir et un honneur d'avoir pu travailler avec toi ! Pour continuer la métaphore « Montagne du Jura » en serait la bible...

Dans le même esprit, je tiens à remercier sincèrement l'ensemble de l'équipe pédagogique du département de Géologie de l'UFR ST (Julie, Anne-Véronique, Martine, Delphine, Catherine, Sophie, James, Jean-Pierre, Pierre, Philippe G., Patrick (Rollin et Rosenthal), Henry, Olivier, Marc, Vincent, Flavien). C'est vous, durant ces trois années de Licence que j'ai passé à Besançon, qui m'avez fait accrocher aux Sciences de la Terre. Je garde de ces trois années de très bons souvenirs, notamment les camps de terrain, qui en plus de former les étudiants, sont de belles occasions de créer du lien et souder les promos. Merci pour votre enthousiasme, votre sérieux, et votre implication qui nous permettent de réaliser notre cursus universitaire dans de bonnes conditions. Je tiens aussi à remercier les enseignants-chercheurs de l'Université Grenoble Alpes dans laquelle j'ai passé mon Master pour leur implication et leur bienveillance. Merci également à Jean-Louis Munier, Jean-François Buoncristiani et Ludovic Ravel pour m'avoir transmis leur passion de la glaciologie durant mes stages de Master. J'ai beaucoup appris à vos côtés et je vous remercie pour la confiance que vous m'avez accordée.

Merci à vous les collègues de bureau du -116L, des plus anciens dans ce bureau -Thomas Leydier, José Gonzalo Zapata Carbonell, Arthur Boudon et Jonas Vanardois – aux plus récemment arrivés qui ont maintenu la dynamique de ce bureau - Jordan Labbe, Anthony Abi Nader, Mathieu Bertrand-. Merci à vous pour votre enthousiasme et pour la prise de recul ! Que de pauses café, si on comptabilise, c'est un risque de se faire peur avec le chiffre ! Anthoniooo, merci pour nos discussions python, je crois que si je devais dire que je parle bien une langue étrangère, je dirais aujourd'hui python devant l'anglais ! Merci aux doctorants et post-doctorants de Chrono-Environnement pour les moments sympas – Anne-Lise, Céline, Pierre, Cyril, Victor, Lise, Charles, Valentin, Milva, Thomas, Léa, Romain, Kilian, les Chloé, les Jordan, Tristan, Abdoulaye, Chiara- ! En particulier Quentin, les « deux Chloé » et Honorine, c'était un plaisir d'apprendre à se connaître et de bosser ensemble à travers l'organisation de la JDD. C'est super d'avoir pu s'encourager mutuellement dans les dernières lignes droites (parce que forcément il y a des virages à la fin de la thèse). Merci aux stagiaires et étudiants de projets tutorés qui ont été impliqués dans ce projet : Yassine, Thomas, Antoine, Elie, Félix, Marie, et Clément. Merci aux étudiants de M2 de l'école de terrain franco-suisse pour votre implication, c'était un plaisir de travailler avec vous !

Au cours de la thèse j'ai eu l'opportunité de réaliser une partie de mes analyses au sein de deux autres laboratoires. Je tiens ainsi à remercier l'ensemble des personnes qui m'ont accueilli à l'Institut de Physique du Globe de Paris pour les manip sur le strontium. Petite dédicace à Laetitia, parler de Filain à Paris, ça n'arrive pas avec tout le monde ! Julien Bouchez, je tiens à te remercier chaleureusement pour ton aide et le temps que tu as pris pour me former, de la salle blanche au fonctionnement des isotopes du strontium, en passant par quelques astuces sur python ! C'est un plaisir de travailler à tes côtés ! Merci Véronique Lavastre et June Chevet pour votre accueil à Saint-Etienne pour les analyses de la composition isotopique des eaux de la

tourbière. Je tiens également à remercier les personnes impliquées dans le projet ZHTB avec qui nous avons collaboré. En particulier, je souhaite remercier Véronique Lavastre, Frédéric Paran, et Didier Graillot pour les échanges et pour les services rendus. Merci aux documentalistes de l'OSU Theta pour votre aide dans la constitution des fiches descriptives des données et pour votre disponibilité !

Merci à vous deux Catherine Bertrand et Stéphane Binet pour avoir accepté de suivre l'avancement de cette thèse de près. Vos conseils et votre bienveillance, lors des comités de suivi de thèse et lors d'autres réunions, m'ont permis de ne pas trop m'éparpiller dans des dizaines de directions, même si je l'ai un peu fait... Merci à l'École Doctorale Environnement-Santé pour sa disponibilité. En particulier, je souhaite remercier Martine Gautheron et Nadine Bernard.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du Jury d'avoir accepté de prendre du temps pour relire et commenter ce manuscrit. C'est quand même long une thèse, et vos emplois du temps sont très chargés, alors merci beaucoup ! Je suis honoré que vous ayez accepté de participer à ce jury. Merci à vous Anne Probst, Laure Gandois, Nico Goldscheider, Jérôme Poulenard, Jérôme Gaillardet, Daniel Gilbert, Marc Steinmann, et Guillaume Bertrand.

Dans la DREAM TEAM du Projet CRITICAL PEAT, il y a du beau monde, Marie-Laure Toussaint, Anne Boetsch, Vanessa Stefani, Christophe Loup, Philippe Binet, Manon Nourdin, Marc Steinmann et Guillaume Bertrand. On ne va pas se le cacher, on a à faire à une équipe de PROFESSIONNELS. « Quand l'armée monte une opération qui ne doit pas échouer, c'est à lui qu'ils font appel pour entraîner les troupes, d'accord ? C'est le genre de type qui boirait un bidon d'essence pour pouvoir pisser sur ton feu de camp. Ce mec-là, tu le largues au pôle nord, sur la banquise avec un slip de bain pour tout vêtement, sans une brosse à dent et demain après-midi tu le vois débarquer au bord de ta piscine avec un sourire jusqu'aux oreilles et les poches bourrées de pesos. » (Terrain Miné – 1994 - Stone). Les terrains à Frasne ça ne pardonne pas. En été tu peux finir déshydraté et tu n'attends qu'une seule chose, boire quelque chose de frais. Ce qui reste de frais c'est la glacière avec les échantillons, mais tu comprends vite que ce n'est pas ce qu'il faut boire. Heureusement, il y a les limonades fraîches de la fruitière... En hiver, si tu n'es pas équipé de waders en néoprène tu risques l'hypothermie. Présenté comme cela, le terrain ne fait pas rêver, et pourtant, on a eu la chance de pouvoir apprécier les paysages et l'atmosphère qu'il procure durant toutes les saisons, et ça, ça fait rêver. Le terrain, c'était aussi beaucoup de matériel à porter, une organisation complexe avec souvent des imprévus. On a eu quelques coups de moins bien dans l'équipe, mais ça c'est humain. Malgré cela, on s'est toujours débrouillé, on a toujours trouvé une solution et c'est en ça que je tiens sincèrement à vous remercier ! En amont (construction du brancard avec Vanessa, préparations au labos...) et en aval (filtrations, titrations, rangement) du terrain il y avait toute une organisation à laquelle vous avez tous fortement contribué, merci ! Christophe, merci beaucoup pour m'avoir accepté et formé dans ton laboratoire. Merci pour tes conseils tout au long de la thèse. Anne, Vanessa, merci beaucoup à vous deux pour votre disponibilité, vos conseils, et votre expertise ! Marie-Laure, la personne qui parle à eddy, la sentinelle de la station météo...sans ton professionnalisme et ton devoir du travail bien fait, on n'aurait pas aujourd'hui les chroniques temporelles de la station météorologique. Philippe Binet, merci pour avoir pris le temps de m'expliquer les manip pour calculer l'indice pyrophosphate. Mais surtout, merci pour les échanges très intéressants tout au long de ce travail. Des copils du SNO, au trajet Besançon-Toulouse, en passant par les aventures sur le terrain et dans le train, on a passé de bons moments.

Enfin, je tiens à remercier chaleureusement et sincèrement mes deux encadrants de thèse, Marc et Guillaume, pour la confiance que vous m'avez accordée, votre bienveillance, vos conseils, votre forte implication, et votre disponibilité tout au long de cette aventure (même avant son commencement quand vous me prépariez déjà comme candidat). C'est un réel plaisir d'apprendre et de travailler à vos côtés, et j'espère que l'on aura l'occasion d'entretenir ce lien. C'était vraiment sympa de pouvoir partager des moments

amicaux avec vous comme les sorties VTT ! Merci Guillaume pour trouver aussi bien le mot pour rigoler (Philiiiiippe) que pour les retours au sérieux quand c'est nécessaire. S'il fallait repartir dans un projet similaire, je crois que la question serait vite répondue ! Merci à toi d'avoir initié cette aventure et de m'y avoir guidé, en ponctuant toujours de références (filmographiques) sorties des archives. Marc, merci pour ta présence depuis la licence, d'avoir accepté d'être l'HDR de la situation et de t'être pleinement impliqué dans cette mission même jusqu'en Espagne ! Merci pour le havre de paix à Lavans qui fut ressourçant dans ce parcours de thèse.

Je remercie chaleureusement ma famille et mes proches pour leur soutien moral dans cette aventure, mes parents Albert et Nathalie, mes mamies, mes cousins/cousines, et Louisdgi bien sûr qui a toujours les mots pour redonner le sourire ! Je remercie également toute la famille Nourdin pour son soutien moral au cours de la thèse. Merci beaucoup à tous les amis qui de près ou de loin ont toujours été là. Merci Gurval pour ton aide. Simon Aires je te remercie beaucoup pour la personne que tu es, tu as été un soutien moral lors de nos échanges ! Faustine et Antoine, un grand merci à vous deux pour votre soutien et pour les moments d'évasion passés avec vous ! Hâte de vous retrouver pour de nouvelles aventures ! Merci à Api et Océ pour votre soutien ! Merci les potos de Licence, Baptou, Xavier, Banban, Bastien, Gallice, Nouchky, L'Etienne, Tatol, Dubdub, Roger, Saaaaanglier, M Leroy, M Serrano...vous êtes incroyables.

Petite dédicace au binôme de toujours...Josselin Gremmel, merci à toi, pour la personne que tu es. T'es grand aujourd'hui, t'es très grand !!!! Depuis la L1 ce binôme de choc a construit des bases aussi solides qu'un granite. Je pense qu'on s'est mutuellement partagé et construit nos passions communes pour le Jura et le vélo. T'es un grand voyageur, et tu m'inspires beaucoup. Merci pour ta confiance et pour tes conseils en toutes circonstances. T'es le genre de mec qui vient mettre un tacle en fin de match pour relancer l'action et pas que la thèse ne s'enlise. Comme tu nous manquais, loin de Besançon, on a renommé le brancard « Jossle2 », même si tu étais « bien relou » à porter, tu étais présent à chaque campagne !

Enfin mes principaux remerciements sont pour toi Manon Nourdin (Poup), alias aussi la locale de l'étape ! Outre ton soutien moral tout le long de ce travail de thèse, tu as su me faire prendre du recul dans les moments où il le fallait. Les sorties VTT, les sorties ski, les balades en camping-car...que de nombreuses escapades en nature toujours avec la bonne humeur ! Ton aide sur le terrain fut précieuse ! Les longs temps de préparations de flacons (scotch, annotation) les jours précédents le terrain, c'était quelque chose de pas évident et tu m'as aidé dans cette tâche le soir. Ce n'est pas tout le monde qui accepterait de stocker des flacons et du matériel de terrain pendant plus d'une année dans le salon et le couloir de l'appartement...merci pour ta compréhension et ta bienveillance. Lors du premier confinement on a réalisé ensemble les filtrations et les titrations à la maison : plusieurs heures pour finir vers minuit... c'était quelque chose ! Pas marrant sur le coup, mais un souvenir dont on se rappelle bien. Heureusement que Pinou n'a pas renversé de flacons ! On a eu la chance de voir la vidange du Creux au Lard ensemble, incroyable non ? Et dire qu'une de nos premières balades en amoureux c'était à justement sur la tourbière de Frasne, lieu de rencontre entre géologue et écologue !

Résumé

Les tourbières sont des zones humides à l'origine de nombreux services écosystémiques (stockage de carbone, stockage/filtration d'eau, biodiversité spécifique, archives climatiques). Alors que ces services ont un rôle clé pour faire face aux enjeux du XXIème siècle, - climat, biodiversité, et ressource en eau-, ils sont directement menacés par les activités anthropiques (drainage) et le changement climatique. La compréhension des mécanismes hydrologiques, biogéochimiques et écologiques associés au fonctionnement des tourbières à différentes échelles spatio-temporelles est donc fondamentale pour atténuer ces impacts (gestion, restauration) et évaluer les dynamiques d'eau et du carbone des tourbières d'ici les prochaines décennies. C'est dans ce contexte que ce travail s'intéresse au fonctionnement de la tourbière active du Forbonnet (commune de Frasné, Doubs 25). Cette tourbière dominée par des sphaignes est caractéristique des milieux tempérés de moyenne montagne et est localisée dans un synclinal d'une région plissée et karstifiée : le massif du Jura. Trois axes sont développés :

(1) Caractériser le fonctionnement hydrogéologique de la tourbière du Forbonnet avec l'usage de traceurs géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ions majeurs);

(2) Evaluer les liens entre les fonctions hydrologiques et biogéochimiques et leur impact sur la spéciation du carbone inorganique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) ;

(3) Intégrer la dynamique des flux de gaz à effets de serre (GES ; CO_2 , CH_4) à l'échelle de l'écosystème et des placettes selon des gradients écohydrologiques inhérents à ces écosystèmes.

Ce travail a montré que la tourbière active est un système alimenté en eau par plusieurs composantes : les précipitations directes; des flux latéraux provenant des tourbières boisées alentours ; et des flux d'eaux carbonatées alimentant les niveaux plus profonds de tourbe. Ces eaux carbonatées ont transité dans le synclinal, impliquant des transferts d'eau et/ou de pressions depuis une aire de recharge localisée sur l'anticlinal adjacent.

Cet apport d'eau carbonatée semble favoriser la production de CH_4 au sein de la tourbière active alors que la partie avale du système (bas marais et exutoire) n'est pas affectée par ce processus. L'échange net de CH_4 entre la tourbière active et l'atmosphère (mesuré par eddy-covariance) est contrôlé par la combinaison de facteurs hydrologiques (niveau d'eau contrôlant la taille des réservoirs aérobie et anaérobie), physiques (température contrôlant l'ampleur de la méthanogenèse et de la méthanotrophie) et physiologiques via l'activité photosynthétique qui peut favoriser l'oxydation du CH_4 en journée.

Les flux de GES mesurés selon le gradient écohydrologique typique des tourbières sont cohérents avec le cycle saisonnier observé avec la méthode eddy-covariance. Cependant, la réponse de ce gradient écohydrologique à différentes conditions hydrométéorologiques est contrastée en fonction des flux. Les flux de CH_4 sont plus importants dans la zone humide dominée par les sphaignes pour toutes les conditions. La réponse de la photosynthèse aux conditions hydrologiques dans cette zone montre que les événements extrêmes (périodes de sécheresse sèches ou d'inondations plus marquées) réduisent fortement l'activité photosynthétique. Par ailleurs, la respiration de l'écosystème est la plus faible dans la zone humide, hormis lors de la période estivale sèche où il n'y a plus de différence le long du gradient.

Sur la base de ces résultats, cette thèse permet donc de proposer un ensemble de schémas conceptuels du fonctionnement hydrogéologique, hydrogéochimique et biogéochimique potentiellement transférables et adaptables à de nombreuses tourbières de moyenne latitude/altitude. Ces modèles participent à la compréhension des processus contrôlant les échanges de GES carbonés à l'interface tourbière-

atmosphère et peuvent contribuer à clarifier le rôle local et global des tourbières face aux enjeux environnementaux actuels.

Abstract

Peatlands are wetlands furnishing many ecosystem services (carbon storage, water storage/filtration, specific biodiversity, climate archives). While these services have a key role to address the challenges of the 21st century - climate, biodiversity, and water resources - they are directly threatened by human activities (drainage) and climate change. Understanding the hydrological, biogeochemical, and ecological mechanisms of peatlands functioning at different spatio-temporal scales is therefore fundamental to mitigate these impacts (management, restoration) and assess the water and carbon dynamics of peatlands over the next decades. It is in this context that this work focuses on the functioning of the “active peatland” of the Forbonnet (municipality of Frasne, Doubs). This sphagnum-dominated peatland is characteristic of mid-mountain temperate environments and is located in a syncline of a folded and karstic area: the Jura Mountains. Three axes are developed:

(1) Characterize the hydrogeological functioning of the Forbonnet peatland using geochemical tracers ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, major ions);

(2) Assess the links between hydrological (and biogeochemical) dynamics and their impact on inorganic carbon speciation ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$);

(3) Integrate the dynamics of greenhouse gas (GHG; CO_2 , CH_4) fluxes at the scale of the ecosystem and at a finer scale (plot) according to the ecohydrological gradients inherent in these ecosystems.

This work showed that the active peatland is a system fed in water by several components: direct rainfall; lateral inflows from the surrounding wooded peatlands; and carbonated water fluxes supplying the deeper levels of peat. These carbonated waters flowed in the syncline, implying water and/or pressure transfers from the upstream anticline.

This supply of carbonated water seems to favor the production of CH_4 within the active peatland, while the downstream part of the system (rich fen and outlet) is not affected by this process. The net exchange of CH_4 between the active peatland and the atmosphere (measured by eddy-covariance) is controlled by the combination of hydrological factors (water level controlling the size of aerobic and anaerobic reservoirs), physical (temperature controlling the extent of methanogenesis and methanotrophy) and physiological via photosynthetic activity promoting CH_4 oxidation during the day.

The GHG fluxes measured according to the typical peatland ecohydrological gradient are consistent with the seasonal cycle observed with the eddy-covariance method. However, the response of this ecohydrological gradient to different hydrometeorological conditions is contrasted and depends on the type of flux. CH_4 fluxes are most important in the wettest and sphagnum-dominated area for all conditions. The response of photosynthesis to hydrological conditions in this area shows that extreme events (drought and inundation periods) strongly reduce photosynthetic activity. Moreover, ecosystem respiration is lowest in the wettest area except during the dry summer period when there is no difference along the gradient.

Based on these results, this thesis allows to propose a set of conceptual schemes of hydrogeological, hydrogeochemical, and biogeochemical functioning potentially transferable and adaptable to many mid-latitude/altitude peatlands. These models contribute to the understanding of the processes controlling carbon GHG exchanges at the peatland-atmosphere interface and can help to clarify the local and global role of peatlands in the face of current environmental issues.

Table des matières

Table des matières

Résumé	1
Abstract	2
Table des matières	4
Liste des abréviations et acronymes	14
Table des figures	15
Liste des tableaux	26
Avant-propos	27
1 Contexte institutionnel	28
2 Structure de la thèse	28
3 Valorisation	29
3.1 Valorisations « régionales » :	29
3.2 Valorisations (inter)-nationales :	31
3.2.1 Congrès scientifiques	31
3.2.2 Articles scientifiques publiés :	31
3.2.3 Jeu de données	32
 PARTIE I : Cadre scientifique de la thèse	 33
 Chapitre 1 : Fonctionnement des tourbières au sein de la Zone Critique et enjeux scientifiques	 34
 1 La Zone Critique	 34
1.1 Définition de la Zone Critique	34
1.2 Influence des carbonates sur la Zone Critique	37
1.3 La Zone Critique en contexte montagneux et tempéré	40
1.4 Les tourbières dans la Zone Critique	41
2 Définition et fonctionnement des tourbières	44
2.1 Définition générale	44
2.2 Terminologie	44
2.3 Genèses de tourbières	45

2.4	Distribution des tourbières à l'échelle mondiale	48
2.5	La sphaigne : espèce-ingénieur d'un milieu « extrême »	49
2.6	Hétérogénéités spatio-temporelles des propriétés physiques de la tourbe	51
2.6.1	Un gradient vertical marqué	51
2.6.2	Variations horizontales	53
2.6.3	Variations temporelles	54
2.7	Eau, carbone, végétation : un équilibre complexe	54
2.7.1	L'accumulation de la tourbe : un rôle sur le climat	54
2.7.2	Flux horizontaux de carbone	56
2.7.3	Flux verticaux de GES carbonés	57
3	Les tourbières : de ressources exploitables de second choix à socio-écosystèmes à haute valeur ajoutée	59
4	Impact du changement climatique et de l'usage des sols sur le fonctionnement des tourbières	61
4.1	Dégradation des tourbières	61
4.2	Impacts du changement climatique	63
4.3	Entre résilience et point de non-retour ?	64
4.4	La restauration : moyen de conservation des services écosystémiques	66
Chapitre 2 : Contexte général de l'étude		68
1	Introduction	68
2	Le massif du Jura : contexte géologique et climatique	68
2.1	Le massif du Jura : relief issu de l'orogénèse alpine	69
2.2	Impact des glaciations sur le paysage et la géologie de surface	71
2.3	Contexte climatique actuel	71
3	Répartition des tourbières dans l'Arc jurassien	73
4	Comment expliquer la présence de tourbières dans le massif du Jura ?	75
5	Le synclinal de Frasne-Bouverans : illustration du fonctionnement hydrogéologique de la Haute-Chaîne	76
5.1	Cadre géomorphologique	76
5.2	Contexte hydrogéologique	76
5.3	Hydrologie de surface	76
5.4	Dépôts fluvio-glaciaires	76
5.5	Les aquifères Mésozoïques	78
5.5.1	Formations Crétacé	78

5.5.2	Calcaires jurassique supérieur	79
5.6	Relation entre les différents hydrosystèmes	80
5.6.1	Le lac de l'entonnoir	82
5.6.2	La doline du Creux au Lard (CAL)	84
6	De l'échelle du complexe tourbeux de Frasne-Bouverans à celle de la tourbière active du Forbonnet	87
6.1	Réserve Naturelle Régionale et site labelisé RAMSAR	87
6.2	Présentation du site et terminologie	88
6.3	Historique de la recherche scientifique au Forbonnet	90
6.4	Le complexe tourbeux du Forbonnet : une mosaïque fonctionnelle issue d'une dynamique de mise en place complexe ?	92
6.4.1	Mosaïque de type de tourbe	92
6.4.2	Mosaïque d'épaisseur de tourbe et topographique	92
6.4.3	Mosaïque hydrologique	95
6.4.4	Datations de tourbe : éléments de compréhension de la mise en place de la mosaïque de tourbières	95
6.5	Historique de l'impact anthropique et restaurations : Le programme Life Tourbières du Jura	97
	Chapitre 3 : Matériels et Méthodes	99
1	Rappel des activités d'observation météorologique	99
2	Calcul de l'ETP	102
2.1	Calcul de la radiation incidente	102
2.2	Formule de Oudin	102
2.3	Formule FAO-56 Penman-Monteith	103
2.4	Formule de Priestley-Taylor	103
3	Suivi hydrologique de la tourbière du Forbonnet	104
3.1	Suivi piézométrique	104
3.2	Suivi hydrologique et mesure du débit à l'exutoire de la tourbière	106
3.2.1	Principe de l'élaboration de la courbe de tarage	106
3.2.2	Mesures du débit et élaboration de la courbe de tarage	107
3.2.3	Détermination de la surface du bassin versant (BV) topographique	109
3.3	Déroulé des campagnes de mesure-prélèvements et type d'analyses	109
3.4	Prélèvements	111
3.5	Plateforme analytique du laboratoire Chrono-Environnement : titrage, éléments majeurs, DOC-TOC, N-total et N-dissous	111
3.5.1	Titrage	111
3.5.2	Anions	112
3.5.3	Cations	112

3.5.4	DOC-TOC et-N-total et N-dissous	112
3.5.5	Balances ioniques	112
3.5.5.1	Principe	112
3.5.5.2	Corrections apportées	113
3.5.5.3	Présentation des NICB	114
3.5.5.4	Influence de la matière organique sur la NICB	115
3.6	Isotopes stables de l'eau	117
3.6.1	Objectif et démarche	117
3.6.2	Facteurs influençant la signature isotopique des précipitations	117
3.6.3	Suivi des précipitations et calcul de la LMWL	120
3.6.4	Laboratoire	121
3.7	Isotopes stables ^{12}C et ^{13}C du carbone	122
3.7.1	Objectif et démarche	122
3.7.2	Expression de la signature en ^{13}C	122
3.7.3	Sources et processus de fractionnement du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$	123
3.7.3.1	Les réservoirs de DIC	123
3.7.3.2	Processus de fractionnement affectant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$	124
3.7.4	Laboratoire	126
3.8	Isotopes du Strontium (Sr)	126
3.8.1	Principe et objectifs	126
3.8.2	Démarche	128
3.8.3	Laboratoire	128
3.8.3.1	Préparation des échantillons solides	128
3.8.3.2	Préparation des échantillons d'eau	129
3.8.3.3	Séparation du strontium commune aux deux types d'échantillons	130
3.8.3.4	Mesures du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: ICP-MS Neptune Thermo Fisher Scientific	130
3.8.3.5	Analyse élémentaire des résidus solides	131
4	Mesures de flux verticaux de GES	132
4.1	Principes, avantages et inconvénients des techniques de mesures de GES	132
4.1.1	Mesures par chambre d'accumulation	132
4.1.2	Mesures par eddy-covariance	133
4.1.2.1	La turbulence dans la couche limite de l'atmosphère	133
4.1.2.2	Principe de la mesure de la turbulence	133
4.2	Mesure de flux de GES sur la tourbière du Forbonnet	134
4.2.1	Méthode de chambre d'accumulation : mise en place et traitement des données	134
4.2.1.1	Mesure de la concentration en GES	134
4.2.1.2	Qualité de la mesure et variables nécessaires au calcul du flux de GES	136
4.2.1.3	Sites de mesure	136
4.2.1.4	Traitement des données	138
4.2.1.5	Présentation de l'évolution en GES dans la chambre pour une mesure type	138
4.2.2	Méthode eddy-covariance : mise en place et traitement des données	140
4.2.2.1	Maintenance et production de la donnée brute	140
4.2.2.2	Instrumentation	140
4.2.2.3	Traitement des données eddy-covariance	141

PARTIE II : Contraintes hydrogéologiques sur l'alimentation en eau de la tourbière du Forbonnet _____ **143**

Chapitre 4 : Suivi hydrométéorologique long terme : vers un modèle conceptuel _ **144**

1 Impact de la restauration et variabilité des variables hydrométéorologiques : vers un premier modèle hydrogéologique conceptuel de la tourbière du Forbonnet _____ **144**

1.1 Abstract _____ **147**

1.2 Introduction _____ **147**

1.3 Context of the study _____ **148**

1.3.1 Site presentation _____ 148

1.3.2 The restoration programme of 2015-2016 _____ 150

1.4 Materials and Methods _____ **150**

1.4.1 Meteorological monitoring _____ 150

1.4.2 Hydrological monitoring _____ 151

1.4.3 Physico-chemical monitoring and analytical modelling _____ 151

1.5 Results _____ **151**

1.5.1 Restoration effect on hydrology _____ 151

1.5.2 Temporal variability of the flow rate and EC at the bog outlet _____ 154

1.5.3 Spatio-temporal evolution of the stratification of pore water mineralization _____ 154

1.6 Discussion _____ **154**

1.6.1 Restoration highlights lateral connectivity with surrounding raised peatlands _____ 154

1.6.2 Superficial acrotelmic horizontal transfers _____ 156

1.6.3 Diffusive-advective processes between three compartments of the peat column _____ 156

1.6.4 Interactions with the regional karst aquifer _____ 157

1.7 Conclusion _____ **158**

1.8 Acknowledgements _____ **159**

1.8.1 Data availability statement _____ 159

1.9 References _____ **159**

2 Bilan hydrologique du bassin versant topographique de la tourbière du Forbonnet _____ **165**

2.1 Mesure de la variation de volume d'eau dans la tourbière _____ **165**

2.1.1 Approche _____ 165

2.1.2 Résultats _____ 166

2.1.3 Augmentation du volume d'eau stocké suite à la restauration : quelle significativité à l'échelle du bassin versant topographique ? _____ 167

2.2 Estimation des variations du stock d'eau dans la tourbière à un pas de temps mensuel : approche bilan hydrologique _____ **167**

2.2.1 Approche _____ 167

2.2.2 Résultats et discussions _____ 168

2.3 Du suivi long terme à l'usage combiné de traceurs géochimiques _____ **171**

Chapitre 5 : Origine et transfert de l'eau et de solutés dissous dans une tourbière en contexte carbonaté : une évaluation multi-traceurs	172
1 Introduction	174
2 Site presentation	175
3 Materials and methods	178
3.1 Hydro-meteorological monitoring	178
3.2 Water sampling and analyses	178
3.2.1 Surface, peatland, and groundwater sampling	178
3.2.2 Major elements analyses	180
3.2.3 Isotopes of the water molecule	180
3.2.3.1 Analytic measurement	180
3.2.3.2 Local Meteoric Water Line and weighted average isotope signature	180
3.2.4 Dissolved Sr isotopes	181
3.3 Strontium isotopic ratios of the potential rock sources of dissolved material	181
4 Results	182
4.1 Water stable isotopes	182
4.1.1 Multi-annual, seasonal and altitudinal recharge patterns	182
4.1.2 Spatio-temporal variations of pore waters	183
4.2 Solute concentrations of pore waters	185
5 Discussion	186
5.1 Water origins	186
5.2 Hydrological processes affecting the variability in solute content	187
5.3 Sources of solutes to the peatland	189
5.3.1 Definition of geochemical end members	189
5.3.2 Mixing model equations	190
5.3.3 Contribution of solutes sources to the solutes budget of peat pore waters	191
5.4 Toward a multiscale hydrogeological model for hydrological and hydrogeochemical processes at the Forbonnet peatland	192
6 Synthesis and perspectives	193
7 Acknowledgements	194
8 Data availability	195
9 References	195
10 Supporting information	201

PARTIE III : Réactivité hydro-géo-bio-chimique du carbone inorganique à l'échelle de l'écosystème _____ **203**

Chapitre 6 : Processus de spéciation du carbone dans la tourbière : utilisation des isotopes stables du carbone _____ **204**

1	<i>Abstract</i>	206
2	<i>Introduction</i>	206
3	<i>Context of the study</i>	207
3.1	Water sampling	208
3.2	Dissolved carbon dioxide concentration in peat pore water	209
3.3	Physico-chemical analyses	209
3.4	Isotopic analyses	210
3.5	Simulation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures	210
4	<i>Results</i>	211
4.1	Water physico-chemical properties and spatio-temporal variability	211
4.2	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures	212
4.3	Measured vs modeled $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$	212
5	<i>Discussion</i>	212
5.1	Atmospheric constraints over DIC patterns	213
5.2	Hydrogeological constraints for DIC speciation	213
5.3	Ecohydrological constraints for $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ fractionation	214
6	<i>Conclusions</i>	214
7	<i>Data availability statement</i>	215
8	<i>Declaration of Competing Interest</i>	215
9	<i>Acknowledgements</i>	215
10	<i>Appendix A. Supplementary data</i>	215
11	<i>References</i>	215

Chapitre 7 : Contrôles biotiques et abiotiques sur la variabilité des échanges de CH_4 entre une tourbière tempérée dominée par les sphaignes et l'atmosphère _____ **218**

1	<i>Abstract</i>	220
----------	------------------------	------------

2	<i>Introduction</i>	221
3	<i>Material and Methods</i>	222
3.1	Study site	222
3.2	GHG fluxes and auxiliary data measurements	222
3.3	Fluxes calculation	223
3.4	Statistical Analyses	223
4	<i>Results</i>	223
4.1	Environmental variables	223
4.2	CH ₄ fluxes	225
4.3	Environmental control on FCH ₄	225
5	<i>Discussion</i>	227
5.1	FCH ₄ budget and daily FCH ₄ dynamics	227
5.2	WTD influence on FCH ₄	228
5.3	Temperature influence on microbiological and physical controls on FCH ₄	229
5.4	A Photosynthesis Control over FCH ₄ ?	231
5.5	Toward a conceptual model of FCH ₄ dynamic	232
6	<i>Conclusions and perspectives</i>	233
7	<i>Acknowledgements</i>	233
8	<i>Data availability</i>	233
9	<i>References</i>	233
<i>PARTIE IV Contraintes temporelles et spatiales sur les échanges verticaux de GES entre la tourbière et l'atmosphère</i>		239
1	<i>Flux de GES carbonés et effets d'échelle : contexte, objectifs et gradients</i>	240
1.1	Contexte scientifique/technique du suivi des échanges tourbière-atmosphère	240
1.2	Gradients écohydrologiques	241
1.3	Contrastes hydrométéorologiques	243
2	<i>Présentation des données de mesures EC et chambre et analyse des effets d'échelle</i>	247
2.1	Flux de CH ₄ (FCH ₄)	248
2.2	Echange Net de CO ₂ (Net Ecosystem Exchange - NEE)	250
2.3	Respiration de l'écosystème (CO ₂ Ecosystem respiration - Reco)	252
2.4	Production primaire brute (CO ₂ Gross Primary Production - GPP)	254

2.5	Cohérence entre les données EC et chambre	255
3	<i>Influence de contraintes écohydrologiques et hydrométéorologiques sur les échanges de GES à l'interface tourbière-atmosphère</i>	257
3.1	Evaluation de la sensibilité des échanges de GES à l'interface tourbière-atmosphère	257
3.1.1	Définition d'un indicateur de sensibilité à la température des flux de GES issus de la dégradation de la matière organique (FCH ₄ , CO ₂ -Reco) : le Q ₁₀ apparent	257
3.1.1.1	Principe	257
3.1.1.2	Application et résultats	258
3.1.2	Sensibilité des flux à l'effet combiné de la température et de la WTD : application du modèle de Bortoluzzi	261
3.1.2.1	Principe	261
3.1.2.2	Application et résultats	262
3.2	Effet OTC	263
3.3	Influence significative du gradient WET-DRY	266
3.4	Effet des conditions hydrométéorologiques	272
3.4.1	Périodes estivales « sèche » et « humide »	272
3.4.2	Effet contrasté d'une période « très humide » sur les flux de GES	275
3.5	Intégration des contrastes spatiaux et interannuels pour modéliser les flux de GES : application à la GPP	279
4	<i>Synthèse : Echanges de GES entre une tourbière tempérée de moyenne montagne et l'atmosphère</i>	280
PARTIE V : Synthèse et perspectives		283
1	<i>Fonctionnement d'une tourbière tempérée en contexte carbonaté</i>	284
1.1	Cycle de l'eau	284
1.1.1	Flux d'eaux et de solutés dissous entre structures géologiques et tourbières	284
1.1.2	Transferts d'eau au sein de la tourbière : connectivités horizontales et verticales	287
1.1.3	Interface tourbière-atmosphère	288
1.2	Cycle du carbone	288
1.2.1	Le bassin versant hydrogéologique pourvoyeur de carbone inorganique dans la tourbière	288
1.2.2	Echelle de la tourbière	289
1.2.2.1	Rôle des apports d'eau carbonatés sur la méthanogenèse	289
1.2.2.2	De la production du CH ₄ à son transfert vers l'atmosphère	290
1.2.2.3	Effets de la restauration sur la végétation : élément clé dans la séquestration du carbone d'une tourbière	290
1.2.3	Interface tourbière-atmosphère	292
2	<i>Implications de ce travail de thèse pour répondre aux enjeux climat, eau et biodiversité</i>	293
2.1	Quantification du bilan GES pour affiner les modèles climatiques	294
2.2	Préservation et restauration : une vision long terme pour des actions court terme	297
2.3	Impact du changement climatique sur les services écosystémiques des tourbières	298

2.4 Les tourbières : outils pédagogiques pour vulgariser les enjeux environnementaux actuels ? 299

Bibliographie	301
<i>Annexe 1 : Bertrand et al., 2021 : Article paru dans la revue Science of the Total Environment.</i>	342
<i>Annexe 2 : Gogo et al., 2021 : Article paru dans la revue Hydrological Processes.</i>	343
<i>Annexe 3 : Résultats préliminaires du carottage au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière du Forbonnet – Juin 2020</i>	344
<i>Annexe 4 : Coordonnées et nom des sites de prélèvements</i>	354
<i>Annexe 5 : Paramètres physico-chimiques et signatures isotopiques des eaux de la tourbière du Forbonnet</i>	355
<i>Annexe 6 : Suivi isotopique de la molécule d'eau des précipitations au Forbonnet (z = 834 m) et au Laveron (z = 1000 m)</i>	356
<i>Annexe 7 : Flux de CO₂ et de CH₄ mesurés par chambre d'accumulation (Los Gatos) au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet.</i>	357
<i>Annexe 8 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology.</i>	362
<i>Annexe 9 : Modélisation du débit à l'exutoire de la tourbière du Forbonnet avec le modèle réservoir KarstMod</i>	365
<i>Annexe 10 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : alcalinité mesurée par Gran-Titration en fonction de la somme des cations Ca²⁺, Mg²⁺, et Sr²⁺)</i>	373
<i>Annexe 11 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : description du modèle de mélange.</i>	374
<i>Annexe 12 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : concentration en éléments traces et majeurs et signature isotopique du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) des différents phases dissoutes des roches doi:10.25666/DATAUBFC-2022-04-01-02.</i>	376
<i>Annexe 13 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : paramètres physico-chimiques et signature isotopique du strontium des eaux, et résultat du modèle de mélange (campagnes de Juillet 2020 et Février 2021).</i>	378
<i>Annexe 14 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology.</i>	382
<i>Annexe 15 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems.</i>	386
<i>Annexe 16 : Modélisation des flux de CO₂ et de CH₄ avec l'application du modèle de Bortoluzzi pour chaque placette étudiée</i>	389
<i>Annexe 17 : Concentration en carbone organique dissous (DOC) dans les eaux superficielles de la tourbière active du Forbonnet</i>	394
<i>Annexe 18 : Gap-filling des flux de CH₄ (FCH₄) et de CO₂ mesurés par la méthode eddy-covariance</i>	395

Liste des abréviations et acronymes

a.s.l.	Above Sea Level	Ks	conductivité hydraulique à saturation
Ac. Ac.	Acide acétique	KTH	Kultureller TrockenHorizont
AM	Acetoclastic Methanogenesis	LE	Flux de chaleur latente
BP	Before Present	LMWL	Local Meteoric Water Line
BV	Bassin Versant	MC-ICP-MS	Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer
CAL ou CL	Creux au Lard	MINT	Modèle Numérique de Terrain
CBN	Conservatoire Botanique National	MO	Matière Organique
CC	Hauterivian - Cretaceous limestone	NECB	Net Ecosystem Carbon Balance
CRITICAL PEAT	Carbon Reactivity In The Interactions Coupling Atmospheric Layer and PEATland	NEE	Net Ecosystem Exchange
CTGREF	Centre Technique du Génie Rural des Eaux et des Forêts	NICB	Normalized Inorganic Charge Balance
d-excess	Deutérium excess	O_central	Exutoire principal
DIC	Dissolved Inorganic Carbon	O_left ou AG	Amont Gauche de l'exutoire principal
DOC	Dissolved Organic Carbon	O_right ou AD	Amont droit de l'exutoire principal
Ea	Energie d'activation	OTC	Open Top Chamber
EC	Electrical Conductivity	OZCAR	Observatoire de la Zone Critique, Applications et Recherche
EC	Eddy Covariance	P	Précipitation
EPAGE	Etablissement Public d'Aménagement et de Gestion de l'Eau	PARI	High Resolution Analytical Platform
ETP	EvapoTranspiration Potentielle	pCO₂	pression partielle de CO ₂
FAO	Food and Agriculture Organization	PDB	Pee Dee Belemnite
FCH4	flux net de CH ₄ à l'interface tourbière-atmosphère	PPFD	densité de flux de photons photosynthétiques
GES	Gaz à Effet de Serre	ppm	partie par million
GMWL	Global Meteoric Water Line	p-value	probability value
GPP	Gross Primary Production	QS	Quaternary sediments
GRESP	GREenland Summit Precipitation	RCP	Representative Concentration Pathways
H	Flux de chaleur sensible	Reco	Ecosystem Respiration
HDPE	High Density PolyEthylene	RENOIR	REseau fraNçais d'Observation des Isotopes dans les Précipitations
HM	Hydrogenotrophic Methanogenesis	RNR	Réserve Naturelle Régionale
HPLC	High Performance Liquid Chromatography	SLAP	Standard Light Antarctic Precipitation
ICOS	ICOS - Integrated Carbon Observation System	SNO	Service National d'Observation
ICP-AES	Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy	T	Température
ICP-QMS	Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer	TB	Tunnel de Bouverans
INRAE	Institut National de la Recherche en Agriculture, Alimentation et Environnement	TOC	Total Organic Carbon
IPGP	Institut de Physique du Globe de Paris	u*	ou USTAR, coefficient de friction
IRMS	Isotope Ratio Mass Spectrometry	VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
ISTO	Institut des Sciences de la Terre d'Orléans	WTD	Water Table Depth
JL	Jurassic Limestone	ZAAJ	Zone Atelier de l'Arc Jurassien
Kc	Crop Coefficient	ZC	Zone Critique
		ZHTB	Zones Humides de Têtes de Bassins
		ZNIEFF	Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique
		φ	porosité efficace

Table des figures

Figure 1 : Schéma conceptuel de la Zone Critique, d'après Gaillardet et al., 2018.	34
Figure 2 : Durée d'action (en années) des différents facteurs de contrôle du climat terrestre en fonction de leur effet sur la température. Figure tirée de Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., de Rafélis, M., 2015. <i>Éléments de géologie</i> , 15e éd. ed. Dunod, Paris.	36
Figure 3 : Coupes schématiques représentant la structuration verticale de la Zone Critique dominée par des roches Silicatée (à gauche) et Carbonatée (à droite). Source : Carbonate Critical Zone Research Coordination Network (https://carbonatecriticalzone.research.ufl.edu/about-carbonate-cz/ , le 29/08/2022).	37
Figure 4 : Schéma conceptuel du milieu karstique du massif du Jura (Bichet et Campy, 2008).	38
Figure 5 : Carte mondiale de la répartition des roches carbonatées et évaporitiques (Goldscheider et al., 2020).	39
Figure 6 : Limites altitudinales des différentes zonations climatiques (Köppen-Geiger) dans l'arc alpin (incluant le massif du Jura) pour différentes périodes (mesures : 1876-1900 et 1976-2000 ; et projections : RCP-2,5 et 8,5 pour la période 2076-2100 ; Rubel et al., 2017).	40
Figure 7 : Schéma illustrant les conditions climatiques en fonction de l'échelle spatiale considérée (Körner et Hiltbrunner, 2021).	41
Figure 8 : Carte de la répartition mondiale des tourbières. La couleur verte indique la localisation des tourbières recensées et la couleur grise les pays les abritant. Inventaire issu de Yu et al. (2010). Carte réalisée par Levi Westerveld/GRID-Arendal (2017 ; https://www.grida.no/resources/12546).	43
Figure 9 : Représentation schématique des deux processus de formation d'une tourbière (Parish et al., 2008).	45
Figure 10 : Classification des différents types d'évolution des tourbières. D'après Julve 1996 et modifié par Collin 2016.	46
Figure 11 : Représentation schématique de différents types de tourbières en contexte tempéré (Manneville et al., 2006).	46
Figure 12 : Diagramme de Holdridge, modifié d'après Wieder et al. (2006), représentant les types de milieux en fonction des types de climats (« Mean Annual Biotemperature (°C) » : Température annuelle moyenne de l'air ; « Potential Evapotranspiration » : Evapotranspiration potentielle, et « Annual Precipitations (mm) » : Cumul de précipitation annuel). La zone colorée en bleu correspond à la distribution des tourbières. Au sein de cette zone, la zone colorée en vert foncé (« Wet Forest » et « Rain Forest ») correspond à la distribution des tourbières boréales. Enfin, la zone colorée en jaune correspond aux conditions rencontrées sur le site étudié dans le cadre de cette thèse, à Frasne.	48
Figure 13 : Représentation schématique d'une sphaigne (Weston et al., 2015).	49
Figure 14 : Schéma illustrant les activités endosymbiotiques dans les sphaignes (Kostka et al., 2016).	50
Figure 15 : Profil schématique vertical des caractéristiques physiques d'une tourbière. « H » est le degré d'humification ; « K » est la conductivité hydraulique à saturation ; « Pt » est la porosité totale, et « Pe » est la porosité efficace (Wastiaux, 2008).	51
Figure 16 : Carotte de tourbe prélevée au Forbonnet au niveau de la plateforme scientifique. A : Tourbe blonde fibrique correspondant aux 30 premiers centimètres de tourbe par rapport à la surface. B : Tourbe blonde fibrique présentant un gradient d'humification du haut de l'image (50 cm de profondeur) au bas de l'image (100 cm de profondeur).	52
Figure 17 : Schéma illustrant les différentes échelles impactant le fonctionnement des tourbières. Modifié d'après Limpens et al., (2008) et Delarue (2010).	55
Figure 18 : Schéma illustrant les principales composantes du bilan carbone d'une tourbière, d'après Campeau et al. 2017.	56
Figure 19 : Schéma illustrant les flux verticaux de CH ₄ -CO ₂ entre les tourbières et l'atmosphère. La production primaire brute (GPP) est la combinaison de la photosynthèse des végétaux et de l'activité microbienne (phototrophes et mixotrophes).	59

Figure 20 : Evolution de la profondeur de nappe d'eau, de la microtopographie, et de la végétation en réponse au drainage d'une tourbière de type « Blanket bog » (Lindsay, 2010). Pour les tourbières en contexte non océanique, le drainage s'accompagne du boisement progressif de la tourbière.	62
Figure 21 : Schéma conceptuel illustrant le passage d'un état d'équilibre d'une tourbière à un autre, se traduisant par un changement des communautés végétales (ici entre Linaigrette et Sphaignes). Les creux correspondent à l'état d'équilibre et matérialisent la résilience de cet état vis-à-vis de petites perturbations. Lorsque le système se situe au niveau du point B, une petite perturbation suffit à faire basculer le système vers un autre état d'équilibre duquel le retour en arrière nécessitera une grande quantité d'énergie.	65
Figure 22 : Schéma illustrant la théorie du « Dôme » des tourbières bombées et l'effet du drainage sur les dimensions théoriques du dôme (Lindsay, 1995).	66
Figure 23 : Carte de localisation et d'altitude du massif du Jura. Le Modèle Numérique de Terrain utilisé est l'ASTER 30 m. Source carte de France : CapCarto, IGN, 2016.	69
Figure 24 : Schéma structural simplifié du massif jurassien (Sommaruga et al., 2017).	70
Figure 25 : Schéma synthétique de « l'espace des climats » en France (Joly et al., 2010).	72
Figure 26 : Température moyenne de l'air et cumul de précipitations mensuelles mesurées sur la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet (2009-2019, 132 valeurs). Les barres d'erreur verticales représentent l'écart type.	73
Figure 27 : Carte de localisation des tourbières sur l'arc jurassien. Les tirets bleus dessinent les contours de l'arc jurassien. Les sites colorés en jaune correspondent aux tourbières qui ont bénéficié du programme de restauration Life Tourbières. Figure tirée du recueil d'expérience du programme Life Tourbières (Calvar et al., 2021).	74
Figure 28 : Carte géologique du synclinal de Frasné Bouverans. « TB sample » localise l'entrée nord-ouest du Tunnel du Bouquet. Contour des couches géologiques issu de la carte géologique du BRGM.	77
Figure 29 : Schéma conceptuel synthétique de la relation entre les aquifères Crétacé inférieur (synclinaux) et Jurassique supérieur (anticlinaux) dans la Haute-Chaîne du massif jurassien (Pasquier et al., 2006).	78
Figure 30 : Deux hypothèses sur le relief anté-glaciaire causé par l'érosion dans le synclinal de l'Arlier (Duraffourg et Palacio, 1981).	79
Figure 31 : Coupe géologique du Tunnel du Bouquet. BRGM, 1974 (http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS001MDEN).	80
Figure 32 : Schéma conceptuel des transferts de pression et/ou de masse entre les anticlinaux et les synclinaux du massif jurassien (adapté d'après V. Bichet).	81
Figure 33 : Carte postale montrant une résurgence d'eau dans le cœur de l'anticlinal du Mont d'Or lors des travaux du tunnel ferroviaire sous le Mont d'Or dans les années 1910.	82
Figure 34 : Photographies aérienne du Lac de l'Entonnoir. L'image de droite montre le lac vide durant l'étiage de 2018. La période d'assec du lac permet d'observer une trentaine de structure circulaires parfois décamétriques. Photographies : V. Bichet.	83
Figure 35 : Modèle conceptuel d'une structure type « pockmarks » sous le lac de Neuchâtel, au pied du massif du Jura côté Suisse (Reusch et al., 2015).	84
Figure 36 : Exemple de cycle du remplissage du Creux au Lard (événement multiple) en décembre 2019.	85
Figure 37 : Photographies du Creux au Lard vide (A et B) et rempli (C).	86
Figure 38 : Différents scénarios envisagés pour expliquer le remplissage du Creux au Lard (CAL ; modifié d'après Bernard et al., 2021). A : période sans remplissage où la profondeur de la zone saturée dans le karst est inférieure à la cote du CAL. B : hypothèse de mise en charge du CAL impliquant uniquement le ruissellement depuis la tourbière. C : hypothèse de mise en charge du CAL impliquant uniquement une remontée du niveau du karst. D : hypothèse de mise en charge du CAL impliquant à la fois le ruissellement depuis la tourbière et une remontée du niveau du karst.	86
Figure 39 : Carte de présentation de la vallée du Dugeon où la surface de la zone NATURA 2000 est quasiment la même que la zone labélisée RAMSAR. La surface « Tourbières » correspond à la cartographie des tourbières provenant de la carte géologique du BRGM de 1960. Les limites du complexe tourbeux de Frasné-Bouverans et du Forbonnet sont approximatives.	88

Figure 40 : Carte de présentation de la tourbière active du Forbonnet entourée par des tourbières boisées (au sud, à l'est et à l'ouest) et par le bas marais au nord-est. L'exutoire du système ainsi que les flux d'eau principaux sont indiqués en bleu. L'étoile localise le mat eddy-covariance.	89
Figure 41 : Prise de vue aérienne (drone) de la partie nord de la tourbière active (contour en rouge) permettant de visualiser la plateforme scientifique en premier plan et le mat eddy-covariance en second plan. L'exutoire du système est également localisé. Le bas marais se situe entre la tourbière active et l'exutoire mais est écrasé par la prise de vue. L'anticlinal du Laveron est également visible en haut à droite de l'image. L'annotation CAL signifie Creux au Lard. Crédit photo : Open Lab Dream, UBFC, G. Bertrand, Mars 2021.	90
Figure 42 : Frise chronologique décrivant les principales activités de recherche sur et autour de la tourbière du Forbonnet.	91
Figure 43 : Carte pédologique de la tourbière du Forbonnet réalisée par Briot (2004). La tourbière active correspond à la zone avec un taux de fibre supérieur à 70 %. La tourbière boisée correspond à la zone où le taux de fibre est entre 60 et 70 % et est de couleur rouge sur la carte. La zone de couleur bleu représente la majeure partie du bas marais alcalin.	93
Figure 44 : Cartes d'interpolation de sondages manuels (Collin, 2016). A : Altitude du substratum morainique sous la tourbière (m). B : Epaisseur du corps tourbeux (m).	94
Figure 45 : Schéma conceptuel de la mise en place d'une tourbière limnogène en bas de pente (ici la tourbière active) alimentée par une tourbière soligène se développant sur les pentes du bassin versant de la tourbière limnogène.	94
Figure 46 : Localisation de la combe tourbeuse matérialisée par la ligne en pointillés noir. Le fond de carte est un ombrage réalisé à partir du MNT Lidar 1 m de résolution (Source : EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 2011).	96
Figure 47 : Carte de localisation des drains affectant la tourbière active et le bas marais. Les drains restaurés sont en pointillés noir et les non restaurés en traits continus noir. La partie sud des drains restaurés correspond au programme de restauration Life Tourbières du Jura, décrit plus en détail dans Lhosmot et al., 2021 ou Calvar et al., 2016. Le trait plein violet correspond à la digue construite dans le cadre de ce même programme de restauration. Le seuil métallique au niveau du bas marais fait référence à la restauration de 2004 (Briot 2004, Grosvernier 2005). Le fond de carte est issu du MNT Lidar 1 m de résolution (Source : EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 2011).	97
Figure 48 : Localisation et description des principaux instruments de mesure sur la tourbière du Forbonnet suivis dans le cadre du SNO Tourbières.	101
Figure 49 : Carte de présentation du dispositif piézométrique et des principaux instruments de mesure sur la tourbière active du Forbonnet.	105
Figure 50 : Schéma du dispositif de piézomètres en flûte de pan PP1-2-3 au niveau de la plateforme scientifique.	105
Figure 51 : Configuration de l'exutoire de la tourbière du Forbonnet et du dispositif de suivi du niveau d'eau.	106
Figure 52 : Exemple d'une courbe de restitution d'un traçage au sel réalisé à l'exutoire de la tourbière active. L'intégration de l'air sous la courbe permet de déterminer le débit au moment du traçage (Eq. 5).	107
Figure 53 : A : courbe de tarage obtenue à partir des mesures de hauteur d'eau et de débit à l'exutoire. B : histogramme présentant le nombre d'occurrence pour chaque valeur de hauteur (moyenne journalière, n = 2607) d'eau mesurée sur la période Juin 2014-Juillet 2021.	108
Figure 54 : Courbe de tarage obtenue à partir des mesures de hauteur d'eau et de débit à l'exutoire. Zoom sur la gamme de valeur de hauteur d'eau 20-45 cm.	108
Figure 55 : Contour du BV topographique calculé pour Amont Gauche, Amont Droit et la zone restaurée. Photographie : IGN, 2018.	109
Figure 56 : Concentration en HCO_3^- en fonction de la concentration en Ca^{2+} pour l'ensemble des échantillons (n = 495) hormis la campagne d'Octobre 2020. La régression linéaire a été utilisée pour estimer la concentration en HCO_3^- des échantillons de la campagne d'Octobre 2020 à partir des concentrations en Ca^{2+} .	113
Figure 57 : NICB vs. EC pour les échantillons de la campagne d'Octobre 2020. En bleu, la NICB est calculée avec la concentration de HCO_3^- non corrigée. En orange, la NICB est calculée avec la concentration de HCO_3^- modélisée à partir de la relation $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$.	114
Figure 58 : NICB vs. EC pour l'ensemble du jeu de données. Les pointillés horizontaux correspondent aux NICB égales à +10 et -10 %.	114

Figure 59 : NICB (%) en fonction de la concentration en carbone organique dissous (DOC, mg L ⁻¹). Les lignes en pointillés matérialisent la valeur NICB +10 et -10 %.	116
Figure 60 : Charge négative portée par le DOC (µeq mg ⁻¹ C ⁻¹) pour les échantillons d'eau de la tourbière du Forbonnet ; n = 161.	116
Figure 61 : Figure schématique de l'appauvrissement des isotopes stables des précipitations en fonction de la continentalité, de l'altitude et de la saison (Pederzani et Britton, 2019).	118
Figure 62 : Figure de synthèse présentant l'effet des différents processus affectant la composition isotopique des eaux douces (pluie, rivières, eaux souterraines) sur un graphique δ ² H en fonction de δ ¹⁸ O (« Dual isotope plot » ; Sprenger et al., 2016).	119
Figure 63 : Etapes d'équilibration des isotopes stables de l'eau dans l'échantillon avec l'air avant la mesure à l'IRMS (exemple de l'hydrogène). Modifié d'après la notice du GasBench de Thermofisher: (Inc, 2008) La plaque catalytique en platine est uniquement présente pour la mesure du δ ² H. Le mélange gazeux initial dans le vial est hélium + H ₂ pour la mesure du δ ² H. Pour la mesure du δ ¹⁸ O, le mélange est différent, il s'agit d'un mélange hélium + CO ₂ .	122
Figure 64 : Schéma conceptuel illustrant les principaux processus biogéochimiques affectant le ¹³ C du DIC dans les cours d'eau (Campeau et al., 2017).	125
Figure 65 : Schéma synthétique de la méthode d'équilibration du DIC de l'échantillon réalisée avec le MultiFlow. Une fois ces étapes réalisées, le vial est prêt à être analysé au spectromètre de masse ("To MS" ; Isoprime MultiFlow User Guide.)	126
Figure 66 : Gamme de valeur du rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (italique) et du rapport ⁸⁸ Sr/ ⁸⁶ Sr (%) pour les différents réservoirs de Sr sur Terre (Hajj et al., 2017).	127
Figure 67 : Rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr du standard SRM987 du NIST avec différents facteurs de dilutions en fonction de l'intensité du signal de la mesure (⁸⁸ Sr en V). La barre d'incertitude verticale représente l'écart type entre les différents répliques de chaque dilution. La ligne horizontale en pointillés correspond à la valeur du standard non dilué, également matérialisé par le point de couleur noir.	132
Figure 68 : Illustration du flux d'air dans la couche limite de l'atmosphère : le flux d'air peut être synthétisé comme un flux d'air horizontal (le vent) incluant de nombreux tourbillons dans les 3 dimensions de l'espace (Burba, 2013).	133
Figure 69 : Principe de la mesure de la covariance entre deux tourbillons d'air, un ascendant et un descendant, permettant d'obtenir le flux des gaz d'intérêt. « Eddy 1 » représente le tourbillon descendant à la vitesse W1 avec les paramètres (Concentration (C), température (T), humidité) propre à la parcelle d'air C1. Inversement, « eddy 2 » représente le tourbillon ascendant (parcelle d'air C2) à la vitesse W2. La mesure des paramètres (C, T, humidité, W) de chaque parcelle d'air permet ensuite de calculer le flux des gaz dont la concentration est mesurée (Burba, 2013).	134
Figure 70 : Mesure de flux de GES sur la tourbière du Forbonnet par la technique de chambre d'accumulation.	135
Figure 71 : Schéma du dispositif de pompes faisant circuler l'air dans la chambre (pompe supplémentaire/externe) et amenant l'air au spectromètre (pompe interne).	136
Figure 72 : Estimation ponctuelle du pourcentage de couverture de végétation au niveau des sites de mesures (surface où la chambre est posée) réalisée le 26 Mai 2020. Il est à noter que dans la partie WET et Intermédiaire les sphaignes sont uniquement du type fallax (Sphagnum capitulum et les magellanicum n'étant présentes que dans la zone DRY).	137
Figure 73 : Mesure type de l'évolution de la concentration (en ppm) en CO ₂ et en CH ₄ dans la chambre en plexiglas (le 29 Septembre 2020 sur la placette C7). La barre verticale en pointillé matérialise la mise à l'obscurité de la chambre. La température dans la chambre lors de la mesure était d'environ 19 °C.	138
Figure 74 : Mesure de l'évolution de la concentration (en ppm) en CO ₂ et en CH ₄ dans la chambre en plexiglas (le 14 décembre 2020 sur la placette C7). La barre verticale en pointillé matérialise la mise à l'obscurité de la chambre. La température dans la chambre lors de la mesure était d'environ 2°C.	139
Figure 75 : Présentation de l'eddy-covariance installée sur la tourbière active du Forbonnet (Frasne). Photo : A. Jacotot ; https://medihal.archives-ouvertes.fr/hal-03448121/thumb .	141
Figure 76 : Estimation de l'emprise de mesure par la méthode eddy-covariance basée sur l'agrégation des flux de GES semi-horaires mesurés d'Avril 2019 à Décembre 2021 (Kljun et al. 2015). A : sans la filtration de la direction du	

vent. B : avec la filtration de la direction du vent (N143-270°). La croix noire représente le système d'acquisition. L'espace entre deux courbes rouges représente une contribution de 10 % à l'ensemble des flux mesurés.	142
Figure 77 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 1 Maps of the study site at different scales: (a) Geological map (base map modified from BRGM) and site location; (b) site instrumentation, drainage ditches and restoration work (base map IGN, 2018) and (c) focus on the southern part of the bog highlighting the flooded area (base map Sopreco, 2019).	149
Figure 78 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 2 Gained watershed surface and reactivated water flows after restoration (Collin, 2016; Magnon & Grosvernier, 2015).	150
Figure 79 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 3 Meteorological and hydrological data over the Forbonnet bog during the study period (2014–2018). Meteorological data are available in Toussaint et al. (2020a, 2020b). Piezometer data are provided by local site managers. Dashed line (from 21 September to 14 October 2015) and dot line (from 23 May to 21 June 2016) represent the two restoration phases.	152
Figure 80 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 4 Scatter plots showing daily mean discharge ($m^3 s^{-1}$) function of daily mean WTD (m). For each piezometer, colours highlight temporal period (before/after restoration and June to October/November to May periods).	153
Figure 81 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 5 Hydraulic heads in nested panpipe piezometers during the study period (2014–2018). Edge colour for curves indicates data uncertainty (twice the accuracy of the sensor). Legend gives slotted depths relative to the peat surface, for each piezometer. Dashed line (from 21 September to 14 October 2015) and dot line (from 23 May to 21 June 2016) represent the two periods of restoration.	153
Figure 82 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 6 Piezometers EC gradient map for March, May, July and August 2016. Maximum depth measurements (MDM) correspond to the vertical distance between piezometer and underlying moraine cover.	155
Figure 83 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 7 Comparison of modelled and observed Ca concentrations in catotelmic peat with distance from moraine. The modelled concentrations are based on pure solute transfer of Ca from the moraine. The observed values decrease much faster with distance than the calculated values, suggesting the presence of an advective transport.	156
Figure 84 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 8 (a) Summer (June to October) mean electrical conductivity (EC) function of winter (November to May) recharge (P-PET); (b) summer mean EC function of summer recharge; (c) summer discharge function of winter recharge; and (d) summer discharge function of summer recharge.	157
Figure 85 : Lhosmot et al. 2021. Ecohydrology. FIGURE 9 Conceptual scheme of the nested hydrological system of the Forbonnet bog.	158
Figure 86 : [FIGURE 3 of the manuscript] Meteorological and hydrological data over the Forbonnet bog during the study period (2014–2018). Meteorological data are available in Toussaint et al. (2020a, 2020b). Piezometer data are provided by local site managers. Dashed line (from 21 September to 14 October 2015) and dot line (from 23 May to 21 June 2016) represent the two restoration phases.	163
Figure 87 : [FIGURE 4 of the manuscript] Scatter plots showing daily mean discharge ($m^3 s^{-1}$) function of daily mean WTD (m). For each piezometer, colours highlight temporal period (before/after restoration and June to October/November to May periods).	164
Figure 88 : Evolution journalière de l'altitude de la nappe pour les piézomètres TV11, TV12, TV13, et TV14. Les cercles symbolisent la moyenne mensuelle pour Mars 2015 et Mars 2020, respectivement. Source : EPAGE HDHL.	166
Figure 89 : Evolution de la distance entre le toit du piézomètre et la surface de la tourbe pour certains piézomètres de la tourbière active à la suite des travaux de restauration. Les courbes colorées sont les moyennes annuelles tandis que les courbes grisées sont d'une résolution plus fine. Source : EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue.	167
Figure 90 : ETP mensuel calculé avec différentes méthodes sur la période Juillet 2014 - Avril 2020. ETo*Kc correspond à l'ETo de Penman Monteith multiplié par un « crop » coefficient.	168
Figure 91 : A : Précipitations et débits mensuels. La bande grise autour de la courbe de débit correspond à l'incertitude calculée à partir de la courbe de tarage. B : ETP mensuel. La courbe verte représente la moyenne des trois méthodes de calcul de l'ETP. La bande colorée en gris correspond à l'intervalle compris entre les valeurs minimales et maximales parmi les trois méthodes de calcul de l'ETP. C : Le graphique en barre (axe vertical à droite) représente le bilan hydrologique mensuel moyen. La barre d'erreur correspond à la différence entre la valeur moyenne et la valeur maximum/minimale de bilan hydrologique calculé. L'axe vertical à gauche est associé	

aux courbes cumulées du bilan hydrologique mensuel moyen, maximum et minimum. Ces courbes cumulées ne sont pas présentées en 2014-2015 car il ne s'agit pas d'une année hydrologique complète.	169
Figure 92 : Résumé graphique de l'article Lhosmot et al., 2022a – Hydrological Processes.	173
Figure 93 : Fig. 1: Map of the study area (inset showing location within France) with geological, structural, and geographical information. The geological map is based on the map of the French geological survey (BRGM).	176
Figure 94 : Fig. 2: Map of the Forbonnet peatland with instrumentation (piezometers, discharge measurement at the outlet, hydrometeorological monitoring) and the restoration framework. The wooded areas correspond to wooded peatlands.	177
Figure 95 : Fig. 3: Average monthly rainfall and temperature measured at the scientific platform of the Forbonnet peatland from 2009 to 2019. Error bar indicates standard deviation.	177
Figure 96 : Fig. 4: A: Dual isotopic plot ($\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) with rainfall from Forbonnet for two hydrological years, whose periods do not overlap (April 2018-March 2019 and mid-May 2020-mid-May 2021). The 2018-2021 Local Meteoric Water Lines (LMWL) based on these samples, as well as the Global Meteoric Water Line (GMWL), are plotted with the corresponding confidence intervals. The prediction interval of the 2018-2021 LMWL is also plotted.	183
Figure 97 : Fig. 5: Temporal evolution of hydrometeorological parameters, $\delta^{18}\text{O}$ of the different compartments of the peatland and of the Jurassic karst aquifer, and hydrological conditions of the peatland. A: Average daily rainfall and $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}/\text{D}$ -excess signatures. B: Monthly Potential Evapotranspiration (PET) and air temperature ($^{\circ}\text{C}$). C: $\delta^{18}\text{O}$ values of the different compartments of the peatland and of the Jurassic karst aquifer. The peatland outlet corresponds to the main outlet and its two tributaries. The colored band correspond to the 95 % confidence interval. "CL" is the sinkhole sample neighbor of the peatland, and "TB" is the Jurassic karst aquifer sample. D: Daily average outlet discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and water table depth (m) measured at the scientific platform.	184
Figure 98 : Fig. 6: Variability of $\delta^{18}\text{O}$ values in superficial, intermediate, and deep peat pore water. The whisker plots are based on samples from 10 field campaigns (2020-04-21, 2020-05-27, 2020-06-24, 2020-07-21, 2020-09-02, 2020-09-30, 2020-10-21, 2020-11-25, 2020-12-15, 2021-02-24). We use samples GBsurf, TV3, TV6, BM1surf, BM12surf, BM18surf, TV9surf, and TV12surf for the surface layer; samples TV2, TV5, B, and D for the intermediate layer; and samples A, C, and TV1 for the deep layer. Pairwise comparisons were performed with the Mann-Whitney U test (p-values provided).	185
Figure 99 : Fig. 7: Relation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and (A) $\delta^{18}\text{O}$ values and (B) $\delta^2\text{H}$ values for peat pore waters sampled in July 2020 and February 2021. The vertical error bar represents the 95 % confidence interval. The horizontal error bar represents the maximum analytical uncertainty ($\pm 0.1 \text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 1 \text{‰}$ for $\delta^2\text{H}$). The size of the plot symbols is proportional to the electrical conductivity (EC) of the sample ($\mu\text{S cm}^{-1}$). More information about the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of end members is available Supplementary Material 5. Vertical lines show the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ signature of the Forbonnet rainfall integrated over the month before sampling.	188
Figure 100 : Fig 8: Relations between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and elemental ratios (Na/Sr, Ca/Sr, and Mg/Sr) for the July 2020 (subplots A, B and C) and February 2021 (subplots D, E and F) sampling campaigns. The color gradient of the symbol indicates the EC of the waters. The rainfall, silicate, and carbonate end member are plotted. For $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Na/Sr (subplots A and D), the carbonate end member is unique. In the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Ca/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Mg/Sr spaces (subplots B, C, E and F), two carbonate end members can be identified, with low-Ca/Sr and Mg/Sr ratios corresponding to Cretaceous limestone ("CC" end-member) and high-Ca/Sr and Mg/Sr corresponding to carbonates present in local Quaternary sediment sampled below the peatland, and/or to water flowing through the Jurassic Limestone ("QS/JL" end-member). For Ca/Sr and Mg/Sr, the ranges for the Jurassic karst waters (TB sample) are represented by the black horizontal bar.	190
Figure 101 : Fig 9: Conceptual sketch at (A) regional, (B) local, and (C) the peatland-surface scales for water and solutes transfer within and around the Forbonnet peatland, building upon previous findings by Lhosmot et al. (2021).	193
Figure 102 : Schéma conceptuel synthétisant les processus de transfert de DIC dans une tourbière tempérée en contexte carbonaté. (« Graphical Abstract » de Lhosmot et al. 2023, Chemical Geology).	205
Figure 103 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 1. Geological map (base map modified from BRGM) and site location (IGN France).	208
Figure 104 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 2. Conceptual scheme of the hydrological context of the Frasne peatlands (after Lhosmot et al., 2021).	208

- Figure 105 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 3. Localization of sampling points over the Forbonnet peatland. 209
- Figure 106 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 4. Circles represent pCO₂ (ppm) measured in nested panpipes array (PP1–2-3) for 6 dates. The black square represents the atmospheric pCO₂. Horizontal uncertainty was calculated according to the probe manual. 209
- Figure 107 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 5. Barplot showing $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ distribution according to water types. Error bars represent the standard deviation. 211
- Figure 108 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 6. A: Calculated vs measured $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. The 1:1 line correspond to similar modeled and measured values. The vertical error corresponds to the range of simulated $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ using range of confidence for source material ($\delta^{13}\text{C}_{\text{biogenic}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$) described in “Simulation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures” paragraph. 212
- Figure 109 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 7. $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ function of water physico-chemical parameters for catotelmic (intermediate and deep) bog porewater. 213
- Figure 110 : Lhosmot et al. 2023. Chemical Geology. Fig. 8. Conceptual scheme of processes fractioning $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ along the vertical and ecological (fen-bog) gradients at the Forbonnet peatland. The red arrows represent DIC fluxes between the peatland and other DIC compartments. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.). 214
- Figure 111 : FCH₄ mesuré par eddy-covariance. La couleur des points correspond à une gamme de PPFD ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Les PPFD < 0,1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ témoignent des conditions nocturnes. 219
- Figure 112 : Cycle diurne de FCH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) moyen pour les mois Décembre-Février ; Mars-Mai ; Juin-Août ; et Septembre-Novembre. Mesures réalisées par la méthode eddy-covariance. 219
- Figure 113 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 1. A Monthly mean temperature measured in different compartments of the ecosystem (°C). For Tsoil only the 2 and 60 cm depths are plotted in Figure 1 to keep figures readable, for intermediate depths, see Supplementary data. B Hourly PPFD ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). C Daily mean WTD (m). D Half-hourly, daily, and monthly NEE measured by eddy covariance ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). The horizontal dashed line indicates the zero value. E Half hourly, daily, and monthly FCH₄ measured by eddy covariance ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). The horizontal dashed line indicates the zero value, highlighting the negative FCH₄. 224
- Figure 114 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 2. Monthly mean daily amplitude of FCH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and soil temperature (°C, 2 cm depth). The vertical error bar corresponds to the standard deviation. 225
- Figure 115 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 3. FCH₄ and PPFD for each month of the year (nmol and $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). The vertical error bar represents the standard deviation. The data presented are hourly averages. The horizontal dashed line indicates the zero value. 226
- Figure 116 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 4. Scatter plot showing FCH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) function of WTD (monthly mean). The marker color indicates the season and the marker symbol the month of the year. The red linear regression ($R^2 = 0.61$) was calculated for months from July to September. The black linear regression ($R^2 = 0.33$) was calculated for months from January to May. 226
- Figure 117 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 5. Scatter plots showing the relation between decomposed parts of the diurnal FCH₄ cycle and temperature at 25 cm depth (Tsoil-25 cm). Tsoil-25 cm was recorded from August 2019 to November 2021. Markers correspond to monthly averages. The color bar indicates the month of the year. The dashed arrows highlight the seasonal pattern of these variables and in particular the hysteresis. A The vertical axis is the average FCH₄ during the night (PPFD below $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). B The vertical axis is the average minimum FCH₄ of the day. C The vertical axis is the average daily amplitude of FCH₄. 227
- Figure 118 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 6. FCH₄ function of Net CO₂ Ecosystem Exchange (NEE) grouped by each month of the year (nmol and $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectively). The data presented are half-hourly averages. The red color corresponds to conditions with PPFD below $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Reciprocally, the green color corresponds to conditions with PPFD higher than $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. The black line is a linear regression including all points of the subplot. 228
- Figure 119 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 7. FCH₄ function of latent heat flux (LE) grouped by each month of the year ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ and W m^{-2} , respectively). The data presented are half-hourly averages. The color code refers to the hour (UTC + 1) of the measurement. The red line is a linear regression including all points of the subplot. The horizontal dashed line indicates the zero value, highlighting the negative FCH₄. 229

Figure 120 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 8. FCH4 function of sensible heat flux (H) grouped by each month of the year ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ and W m^{-2} respectively). The data presented are half-hourly averages. The red color corresponds to conditions with PPFD below $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Reciprocally, the green color corresponds to conditions with PPFD higher than $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. The black line is a linear regression including all points of the subplot.	230
Figure 121 : Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems. Figure 9. Conceptual model showing CH_4 dynamic according to biotic and abiotic seasonal and diurnal variations.	232
Figure 122 : Photographie aérienne (drone) de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet (Open Lab Dream, UBFC, G. Bertrand, Mars 2021). Les placettes C1, C7, et C11 correspondant aux conditions Control et les placettes H2, H8, et H12 aux conditions OTC. La WTD est mesurée dans la zone DRY au niveau de la placette C4 et dans la zone WET/INTER au niveau de la placette C9.	242
Figure 123 : Illustration de la placette C11 le 15/09/2020 permettant d'observer l'impact de la sécheresse sur les sphaignes (capitulum blanc).	244
Figure 124 : Cumul de précipitations (mm) relevés sur la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet pour la période Avril-Septembre de 2009 à 2021. Les points 2020 et 2021 correspondent au cumul mesuré avec un pluviomètre collecteur étant donné que le pluviomètre à auget a dysfonctionné (périodes 2020-03-17/2020-09-01 ; 2021-03-24/2021-08-23, respectivement). La ligne noire horizontale correspond à la moyenne de l'ensemble des cumuls et la bande colorée en orange correspond à l'écart type.	245
Figure 125 : Boîtes à moustaches montrant la distribution des WTD journalières moyennes pour chaque mois de 2019, 2020, et 2021. Chaque sous-graphique représente un mois de l'année pour 2019, 2020, et 2021. La p-value indiquée correspond au test non paramétrique Wilcoxon Mann-Whitney car les conditions de normalité ne sont pas présentes.	246
Figure 126 : Evolution de la profondeur de la nappe d'eau par rapport à la surface de la tourbe mesurée dans les placettes C4 (zone DRY) et C9 (zone WET). Les barres verticales noires en pointillés indiquent les dates de mesures de flux de GES pour les campagnes de Mai à Septembre. La barre rouge représente la semaine du 24 au 28 mai 2021 (période « très humide »).	246
Figure 127 : Photographies réalisées le 24/05/2021 sur la plateforme scientifique de la tourbière du Forbonnet. L'illustration A représente la zone de mesure de flux de la placette C11. L'illustration B représente les conditions hydrologiques de la tourbière dans la zone WET-INTER.	247
Figure 128 : Nombre cumulé de mesures de FCH4 (eddy-covariance) pour chaque heure de la journée sur la période Juillet 2018-Décembre 2021. Il s'agit des données après l'ensemble des traitements de qualité (qualité flag 0 ; USTAR > 0,075).	248
Figure 129 : FCH4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) mesurés par chambre (pour chacune des 6 placettes étudiées) et par EC (pas de temps de 30 min). Les données EC en rouge sont celles réalisées les mêmes jours que les mesures par chambre. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.	249
Figure 130 : Cycle diurne des FCH4 mesurés par EC du 25 au 27 Mai 2020. Les FCH4 mesurés par chambre lors de la journée du 26 Mai sont représentés sur le graphique.	249
Figure 131 : FCH4 mesurés par chambre pour les placettes C1, C5, C7, et C11 (29 et 30 Juin 2010). Données non publiées : LPC2E-CNRS, Christophe Guimbaud, Stéphane Chevrier, et Gilles Challumeau. Axe des abscisses : « mm-jj hh ».	250
Figure 132 : NEE ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) mesurés par chambre (pour chacune des 6 placettes étudiées) et par EC (pas de temps de 30 min). Les données EC en rouge sont celles réalisées les mêmes jours que les mesures par chambre. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.	251
Figure 133 : Flux de NEE (mesurés par chambre) en fonction de la température de l'air mesurée à 10 cm au-dessus de la surface de la tourbe au niveau de chaque placette.	252
Figure 134 : Flux de Reco mesurés par chambre et par EC. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.	253
Figure 135 : Flux de Reco (mesurés par chambre) en fonction de la température de l'air mesurée à 10 cm au-dessus de la surface de la tourbe au niveau de chaque placette.	253
Figure 136 : Evolution temporelle des flux de Reco, -GPP et -NEE mesurés par chambre. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.	254

Figure 137 : Flux de GPP en fonction de la température de l'air mesurée à 10 cm au-dessus de la surface de la tourbe au niveau de chaque placette. La taille des figurés est proportionnelle à l'intensité du PPFd mesuré lors des mesures de flux.	255
Figure 138 : Cycle diurne des FCH ₄ mesurés par EC du 22 au 23 Mars 2021. Les FCH ₄ mesurés par chambre lors de la journée du 23 Mars sont représentés sur le graphique.	256
Figure 139 : Ln(FCH ₄) en fonction de 1/T-60 cm de profondeur pour les différentes placettes étudiées. L'équation de droite, le R ² et la p-value sont associés à la régression linéaire tracée à partir du nuage de point.	259
Figure 140 : FCH ₄ (nmol m ⁻² s ⁻¹) en fonction de la température du sol mesurée à 60 cm de profondeur (°C). La courbe tracée correspond à la modélisation de FCH ₄ à partir de la relation exponentielle qu'entretient le flux avec l'Énergie d'activation.	259
Figure 141 : Ln(Reco) en fonction de 1/T-air pour les différentes placettes étudiées. L'équation de droite, le R ² et la p-value sont associés à la régression linéaire tracée à partir du nuage de point.	260
Figure 142 : Reco (μmol m ⁻² s ⁻¹) en fonction de la température de l'air dans la placette (°C). La courbe tracée correspond à la modélisation de Reco à partir de la relation exponentielle qu'entretient le flux avec l'Énergie d'activation.	261
Figure 143 : Comparaison des flux de Reco mesurés et modélisés avec l'équation de Bortoluzzi pour la placette H12.	263
Figure 144 : Boîtes à moustaches des FCH ₄ pour chaque placette. La p-value indiquée correspond au T-test car les échantillons suivent une distribution normale.	264
Figure 145 : Boîtes à moustaches des flux de Reco pour chaque placette. La p-value indiquée correspond au test de Wilcoxon Mann-Whitney car les échantillons ne suivent pas une distribution normale.	264
Figure 146 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons WET-INTER de Juin à Octobre 2020 et 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis–Menten (Eq. 2). « 2020 C » et « 2021 C » correspondent aux placettes Control C7 et C11. « 2020 OTC » et « 2021 OTC » correspondent aux placettes OTC H8 et H12.	265
Figure 147 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons DRY de Juin à Octobre 2020 et 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis–Menten (Eq. 2). « 2020 C » et « 2021 C » correspondent à la placette Control C1. « 2020 OTC » et « 2021 OTC » correspondent à la placette OTC H2.	265
Figure 148 : Boîtes à moustaches des FCH ₄ pour chaque condition écohydrologique. La p-value indiquée correspond au test de Wilcoxon Mann-Whitney car les échantillons ne suivent pas une distribution normale.	267
Figure 149 : Boîtes à moustaches des FCH ₄ pour chaque condition écohydrologique (WET, INTER, DRY) et chacune des 3 périodes hydrométéorologiques contrastées (estivale « sèche » ; estivale « humide » ; et printemps « très humide ») investiguées dans la section suivante. Pour la période Mai 2021 (printemps « très humide »), comme les conditions hydrométéorologiques sont restées relativement constantes l'ensemble des mesures a été utilisé.	268
Figure 150 : Boîtes à moustaches des flux de Reco pour chaque condition écohydrologique. La p-value indiquée correspond au test de Wilcoxon Mann-Whitney car les échantillons ne suivent pas une distribution normale.	269
Figure 151 : Boîtes à moustaches des flux de Reco pour chaque condition écohydrologique (WET, INTER, DRY) et chacune des 3 périodes hydrométéorologiques contrastées (estivale « sèche » ; estivale « humide » ; et printemps « très humide ») investiguées dans la section suivante. Pour la période Mai 2021 (printemps « très humide »), comme les conditions hydrométéorologiques sont restées relativement constantes l'ensemble des mesures ont été utilisées.	270
Figure 152 : Evolution du NEE (mesurées par EC) pour la période 2019-2021. Les figurés gris et ronds correspondent aux moyennes semi-horaires et les figurés noirs et carrés sont les valeurs mensuelles moyennes.	273
Figure 153 : Scatterplot représentant le NEE en fonction du PPFd des données EC (données jour et nuit) pour chaque mois de Juin à Août, pour 2019, 2020, et 2021. Les données pour les mois de Septembre, plus incomplètes, ne sont pas utilisées pour étudier la relation NEE-PPFD. La couleur des figurés correspond à la température de l'air. La valeur de WTD indiquée sur chaque graphique est la valeur moyenne de WTD mensuelle sur la placette C9 (zone WET).	274
Figure 154 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons WET-INTER de Mai 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis–Menten (Eq. 2). « 2021 C » correspond aux placettes Control C7 et C11. « 2021 OTC » correspond aux placettes OTC H8 et H12.	276

Figure 155 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons DRY de Mai 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis–Menten (Eq. 2). « 2021 C » correspond à la placette Control C1. « 2021 OTC » correspond à la placette OTC H2.	276
Figure 156 : GPP ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de la WTD (m, placette C4) pour la zone DRY. La température de l'air au-dessus de la placette est comprise entre 10 et 35°C. Le PPFD est compris entre 200 et 2000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.	277
Figure 157 : GPP ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de la WTD (m, placette C9) pour la zone WET-INTER. La température de l'air au-dessus de la placette est comprise entre 10 et 35°C. Le PPFD est compris entre 200 et 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. La courbe pointillée noire est la régression linéaire pour les points dont la WTD est inférieure à -0,085 m ($R^2 = 0,37$).	278
Figure 158 : Relation entre la production primaire brute des sphaignes (ici exprimée en $\text{mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) et le niveau d'eau par rapport à la surface de la tourbière (cm) établie par Tuittila et al. (2004) dans une tourbière Finlandaise restaurée où les sphaignes ont été réintroduites. La valeur de PPFD est fixée à 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Les figurés noirs sont ceux qui ont servi à réaliser la courbe gaussienne tandis que les figurés blancs sont des points de validation du modèle.	278
Figure 159 : GPP modélisée en fonction de la GPP mesurée ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). La droite bleue représente la régression linéaire calculée pour l'ensemble des points.	280
Figure 160 : Schéma conceptuel illustrant l'effet du gradient WET-DRY et des conditions hydrométéorologiques sur les flux de GES à partir des mesures de flux réalisées par chambre. La taille de chaque flèche est proportionnelle à la valeur des flux (importance relative).	282
Figure 161 : Schéma de synthèse des principaux résultats de ce travail de thèse :	286
Figure 162 : Photographie d'une partie de la zone inondée en Janvier 2020. Le retour de la végétation turfigène (e.g. Sphaignes) ainsi que la présence de Pins à Crochet morts asphyxiés sont observables.	291
Figure 163 : Carte de localisation des placettes de suivi de végétation (surface de 4 m ²). Modifiée d'après Guyonneau et Collaud (2016). La placette R1 est localisée dans la zone devenue la plus humide après la restauration (zone inondée).	292
Figure 164 : Cumul annuel de CH ₄ et de CO ₂ (NEE) sur la tourbière active du Forbonnet issu du gap-filling des données eddy-covariance ($\text{g C. m}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Est également représenté le net ecosystem carbon balance (NECB) correspondant à l'échange net de carbone entre la tourbière et l'atmosphère en considérant les flux de CH ₄ et CO ₂ mesurés.	295
Figure 165 : Cumul annuel de CH ₄ et de CO ₂ (NEE) sur la tourbière active du Forbonnet issu du gap-filling des données eddy-covariance ($\text{g CO}_2\text{-eq. m}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Est également représenté le net ecosystem carbon balance (NECB) correspondant à l'échange net de carbone entre la tourbière et l'atmosphère en considérant les flux de CH ₄ et CO ₂ mesurés.	296
Figure 166 : Annexe 3 - Figure 1 : A : Localisation de la plateforme scientifique sur la tourbière du Forbonnet. B, C : Localisation des piézomètres nouvellement installés (photo, schéma de la placette).	349
Figure 167 : Annexe 3 – Figure 2 : A : Photo du dispositif. B : Schéma du dispositif montrant les profondeurs de crépinage. C : Prélèvement d'une carotte de tourbe.	350
Figure 168 : Annexe 3 - Figure 3 A : Couleurs associées à l'indice de pyrophosphate de sodium. B : Couleur des échantillons de la carotte PP1 après extraction au pyrophosphate de sodium, filtration et dilution (échantillons passés au spectromètre pour obtenir l'IPP). Le chiffre associé à chaque échantillon correspond à la profondeur (cm) de l'échantillon par rapport à la surface.	350
Figure 169 : Annexe 3 – Figure 4 : Mesures de l'IPP sur la partie superficielle de la carotte (Juin 2020, vert). En bleu et orange, mesures de Juin 2008 (Delarue, 2011), respectivement pour la zone WET et DRY. L'incertitude selon l'axe Y correspond à l'échantillonnage sur la carotte. L'incertitude selon l'axe X pour les mesures de 2008 correspond à l'écart type de mesures à la même profondeur sur 3 carottages différents (lorsque la barre est nulle, une seule mesure est réalisée). Pour les mesures de 2020, l'incertitude selon l'axe X correspond à l'incertitude de mesure (3 mesures différentes du filtrat d'un même échantillon).	351
Figure 170 : Annexe 3 – Figure 5 : Profils verticaux des mesures effectuées sur la carotte PP1. Pour le pourcentage d'eau, les symboles bleus correspondent aux échantillons utilisés pour la mesure de la perte au feu et les symboles rouges correspondent aux échantillons utilisés pour la mesure de l'IPP. L'encadré noir sur le profil de l'IPP permet de localiser la figure 4 par rapport à la figure 5.	352

Figure 171 : Annexe 3 – Figure 6 : IPP en fonction du pourcentage d’eau dans les échantillons de la carotte PP1 (Juin 2020).	352
Figure 172 : Annexe 3 – Figure 7 : IPP en fonction du pourcentage d’eau dans les échantillons de la carotte PP1 (Juin 2020). Mesures de l’IPP sur la partie superficielle de la carotte (Juin 2020, vert). En bleu, mesures de Juin 2008 sur la placette WET 7 (Delarue, 2011).	353
Figure 173 – Annexe 9 : Schéma conceptuel du modèle réservoir utilisé pour reproduire le débit à l’exutoire de la tourbière du Forbonnet.	366
Figure 174 – Annexe 9 : Débit mesuré et simulé (Q_{S-prob} et intervalle de confiance) en fonction du temps pour la totalité de la période d’étude. Le fond de couleur indique si la période est en warm-up (fond transparent), calibration (vert) ou en validation (beige).	368
Figure 175 – Annexe 9 : Evolution du débit mesuré et simulé (Q_{S-prob} et intervalle de confiance) en fonction du temps. Chaque partie représente une année civile. Le fond de couleur indique si la période est en calibration (vert) ou en validation (beige).	368
Figure 176 – Annexe 9 : Volume cumulé à l’exutoire de la tourbière sur la période calibration et validation. La comparaison des courbes simulées et observées montre la qualité du modèle pour reproduire la quantité d’eau exportée de la tourbière à une échelle pluriannuelle.	369
Figure 177 – Annexe 9 : Distribution des valeurs de KGE (période de calibration) en fonction des valeurs obtenues pour chaque paramètre parmi les 15973 simulations où le KGE est supérieur à 0.70. Le point rouge correspond à la simulation dont le KGE est le plus haut. L’axe horizontal pour les 3 graphiques du bas est en log.	370
Figure 178 – Annexe 9 : Évolution du débit mesuré et du Q_{loss} en fonction du temps. Chaque partie représente une année civile. Le fond de couleur indique si la période est en calibration (vert) ou en validation (beige).	371
Figure 179 – Annexe 9 : Décomposition du signal de la courbe cumulée du de la moyenne mensuelle de la somme du niveau d’eau dans les réservoirs E et M du modèle KarstMod avec la fonction seasonal decompose. Le signal d’entrée est décomposé en trois signaux : 1) la tendance long terme, 2) un cycle saisonnier et 3) les résidus. La somme de ces trois signaux permet de reconstruire la courbe cumulée du $\Delta stock$ mensuel (modèle dit additif).	372
Figure 180 - Annexe 10 : Alkalinity measured by Gran-titration as a function of the sum of concentration of (Ca^{2+} , Mg^{2+} , and Sr^{2+}) for peat pore and Jurassic karst aquifer waters, for all sampling campaigns. Concentrations are expressed in $mmol L^{-1}$.	373
Figure 181 - Annexe 11 : Comparison of carbonate contribution to dissolved Sr using two different geochemical tracers (Na/Sr and $87Sr/86Sr$, 10 000° simulations). The orange line represents the 1:1 line.	374
Figure 182 – Annexe 17 : Relation en le DOC et des paramètres physico-chimique de l’eau (Ca, total N, S, pH, T, Fe) pour les échantillons des eaux superficielles (> 50 cm de profondeur) de la tourbière active du Forbonnet pour 4 campagnes de terrain (2021-02-24, 2021-03-24, 2021-05-25, 2021-04-28). Les figurés carrés indiquent les trois échantillons (TV3, TV6 et TV12surf) localisés à proximité des ouvrages de restauration (~< 20 m).	394
Figure 183 – Annexe 18 : Présentation des données mesurées ainsi que des données modélisées (gap-filling) de FCH4 et de NEE de 2019 à 2021.	395

Liste des tableaux

Tableau 1 : Description pédologique du site d'étude se référant à la Figure 43 (extrait de Briot, 2004).	93
Tableau 2 Tableau synthétisant les paramètres mesurés dans les eaux de la tourbière pour les différentes campagnes de mesures/prélèvements réalisées dans le cadre de ce travail de thèse. CL correspond à la doline du Creux au Lard.	111
Tableau 3 : Présentation des résultats du bilan hydrologique (Δ stock) pour chaque année. Le cumul de précipitation ainsi que l'estimation de l'interception (30 % et 40 % des précipitations respectivement) sont également présentés dans le tableau. L'ensemble des résultats est exprimé en millimètre par mètre carré par an.	170
Tableau 4 – Lhosmot et al. 2022. Chemical Geology. Table 1 : Enrichment factors (in ‰).	210
Tableau 5 : Températures de l'air moyennes pour l'année 2020 mesurées au niveau de la station météorologique et des différentes placettes étudiées (données semi-horaires, °C). « T-moyenne » correspond à la température moyenne de l'ensemble de l'année ; « $T \forall \text{PPFD} < 1$ » à la moyenne des températures lorsque le PPFD est inférieur à $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. La ligne du tableau « Différence H2-C1 » correspond à la différence de température entre les placettes H2 (OTC) et C1 (Control). L'ensemble des différences sont significatives hormis pour la différence entre les placettes H12 et C11 lorsque le PPFD est inférieur à $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	243
Tableau 6 : Tableau récapitulatif de l'analyse de la sensibilité à la température (60 cm de profondeur) des FCH4 pour chaque placette. Ea est l'énergie d'activation apparente et Q_{10} est le Q_{10} apparent. Placettes WET : H12 et C11 ; placettes INTER : H8 et C7, et placettes DRY : H2 et C1. Les placettes C11, C7, et C1 sont les placettes Control tandis que les placettes H12, H8, et H2 sont les placettes OTC.	258
Tableau 7 : Tableau récapitulatif de l'analyse de la sensibilité à la température (air de chaque placette) des flux de Reco pour chaque placette.	260
Tableau 8 : Paramètres a, b et c de l'équation de Bortoluzzi -adaptée pour les FCH4 pour chaque placette ainsi que le R^2 et le NRMSE calculé à partir des données mesurées et modélisées.	262
Tableau 9 : Paramètres a, b et c de l'équation de Bortoluzzi pour le flux de Reco de chaque placette ainsi que le R^2 et le NRMSE calculés à partir des données mesurées et modélisées.	262

Avant-propos

1 Contexte institutionnel

Ce manuscrit de thèse est le fruit d'un travail réalisé par Alexandre Lhosmot d'Octobre 2019 à Décembre 2022 au sein du laboratoire Chrono-Environnement (équipe Fonctionnement de la Biogéosphère). L'encadrement de ce travail de thèse a été réalisé conjointement par Guillaume Bertrand (MCF, Chrono-Environnement), qui a lancé le programme de recherche CRITICAL PEAT, et Marc Steinmann (MCF HDR, Chrono-Environnement).

Le projet CRITICAL PEAT (Carbon Reactivity In The Interactions Coupling Atmospheric Layer and PEATland) est un projet de recherche financé par la région Bourgogne Franche-Comté. Le doctorant a bénéficié d'une bourse ministérielle pour son salaire (concours école doctorale « Environnement-Santé »). Les analyses des échantillons d'eau (anions, cations, titrations) ont été réalisées au laboratoire Chrono-Environnement grâce aux services apportés par la plateforme PEA^{2t}.

Le doctorant a bénéficié du soutien de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Besançon (OSU Theta) par le biais de financements complémentaires obtenus pour (1) l'obtention de sondes de températures et (2) d'analyses du rapport isotopique du Strontium (réalisées à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP)).

Plus largement, le travail réalisé dans cette thèse s'intègre dans plusieurs projets de recherches. En effet, le site d'étude – la tourbière du Forbonnet (Frasne, Doubs) - est un des 4 sites pilotes en France instrumentés dans le cadre du SNO Tourbières (Service National d'Observation des Tourbières). Également, ce site intègre le réseau d'observation de l'Infrastructure de Recherche OZCAR (Observatoire de la Zone Critique, Applications et Recherche). Des collaborations avec l'École des Mines et l'Université Jean-Monnet de Saint-Etienne dans le cadre du projet intitulé « Étude et compréhension du rôle hydrologique et hydrogéologique des Zones Humides de Têtes de Bassins (ZHTB) dans le soutien d'étiage des cours d'eau » ont également alimenté ce travail.

Enfin, de par les statuts de protections de la tourbière du Forbonnet (Réserve Naturelle Régionale (RNR) ; Natura 2000, zone RAMSAR, etc), un étroit travail de collaboration avec les gestionnaires du site (EPAGE Haut Doubs-Haute Loue) a pu s'opérer.

2 Structure de la thèse

Le travail réalisé dans le cadre de cette thèse vise à étudier le lien entre le fonctionnement hydrogéologique d'une tourbière et les transferts de carbone entre une tourbière et l'atmosphère. Autrement dit, l'objectif est d'apporter des éléments de contrainte sur les flux d'eau et de carbone à travers l'interface karst-moraine-tourbière-atmosphère. Trois échelles de travail sont ainsi étudiées, l'échelle du bassin versant (BV) de la tourbière, l'échelle de la tourbière, et l'interface tourbière-atmosphère. Pour répondre à cet objectif, la tourbière active du Forbonnet (commune de Frasne, Doubs) est étudiée. Il s'agit d'une tourbière de moyenne montagne et de moyenne latitude localisée dans le massif du Jura. Le choix de ce site est notamment appuyé par l'instrumentation hydrométéorologique de ce dernier depuis 2008.

La première partie (Partie I) correspond au cadre scientifique et est construite autour de trois chapitres. Le premier fait office d'un état de l'art du fonctionnement des tourbières et des enjeux sociétaux, environnementaux, et climatiques qui y sont associés. Le second chapitre correspond à la présentation du cadre géologique, géographique, hydrologique, historique, scientifique, et administratif relatif à la tourbière

du Forbonnet. Enfin, le troisième chapitre présente les approches méthodologiques mises en place durant ce travail de thèse.

Les résultats de ce travail de thèse sont présentés dans les parties II, III et IV :

-Partie II : Cette partie examine, à l'échelle du bassin versant, les contraintes hydro-géo-logiques sur l'alimentation en eau de la tourbière du Forbonnet. Un premier chapitre s'intéresse au suivi hydro-météorologique long terme (~10 ans) réalisé sur la tourbière du Forbonnet. Ce suivi a permis de proposer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière. Dans le second chapitre, l'utilisation de traceurs géochimiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, rapports élémentaires) a permis d'investiguer les transferts d'eau et d'éléments le long du continuum karst-moraine-tourbe-atmosphère.

-Partie III : Cette partie s'intéresse à la réactivité hydro-bio-géo-chimique du carbone inorganique à l'échelle de la tourbière. Un premier chapitre évalue, à l'aide d'outils géochimiques, l'origine et le devenir du carbone organique dissous dans les eaux de la tourbière. Les résultats présentés dans ce chapitre permettent de proposer des facteurs de contrôle hydro-géo-chimique sur la méthanogenèse. Un second chapitre s'intéresse, à l'échelle de l'écosystème, à la variabilité temporelle des flux de CH_4 entre la tourbière et l'atmosphère. La combinaison de ces mesures avec des variables hydrométéorologiques, les flux de CO_2 , la densité de flux de photons photosynthétiques, les flux de chaleur latente et sensible a permis de proposer un modèle spatio-temporel de la dynamique du CH_4 dans une tourbière tempérée à sphaignes.

-Partie IV : Cette partie aborde, à l'échelle des placettes expérimentales de la plateforme du SNO Tourbières, les échanges de GES carbonés à l'interface tourbière-atmosphère. Ce travail investigate l'impact de la variabilité interannuelle, d'un gradient écohydrologique, et de l'effet d'un réchauffement passif de l'air au-dessus de la tourbière sur la variabilité des flux de GES carbonés.

Enfin, la dernière partie (**Partie V**) du manuscrit synthétise l'ensemble des résultats présentés et les perspectives de travail qui en découlent. Les implications de ce travail dans le cadre des enjeux de ressource en eau, de biodiversité, et climatiques sont abordées.

3 Valorisation

Au cours de cette thèse, les résultats obtenus et le travail effectué ont fait l'objet de valorisations scientifiques, à la fois sous forme de communication orale et sous forme d'articles scientifiques pour différents publics.

3.1 Valorisations « régionales » :

Octobre 2019 : **Copil RNR Frasne-Bouverans** [présentation orale, présentiel] « Les tourbières stocks de carbone et d'eau. Application à la tourbière de Frasne-Bouverans » **Lhosmot. A.**, Bertrand, G., Steinmann, M., Collin, L., Magnon, G., Bertrand, C., Binet, P., Bichet, V., Stefani, V., Toussaint, M-L.,

Février 2020 : **Copil SNO Tourbières** Toulouse [présentation orale, présentiel] « Fonctionnement hydro(géo)logique de la Tourbière de Frasne et sensibilité climatique : approches géochimiques et statistiques. » **Lhosmot. A.**, Bertrand, G., Steinmann, M., Collin, L., Magnon, G., Bertrand, C., Binet, P., Bichet, V., Stefani, V., Toussaint, M-L.,

Octobre 2020 : **Copil RNR Frasne-Bouverans** [présentation orale, présentiel] « D'où, Quand et Comment arrive l'eau dans la tourbière active du Forbonnet ? Vers un modèle hydro(géo)logique conceptuel pour saisir

l'impact des changements globaux » **Lhosmot, A.**, Bertrand, G., Steinmann, M., Collin, L., Magnon, G., Bertrand, C., Binet, P., Bichet, V., Stefani, V., Toussaint, M-L.,

Décembre 2020 : **Organisation de la Journée Scientifique sur Frasne** [présentation orale, visio] (G. Magnon, G. Bertrand, **A. Lhosmot**). <https://chrono-environnement.univ-fcomte.fr/valorisation/productions-scientifiques/article/1ere-journee-technique-sur-la-tourbiere-de-frasne-bilan-de-10-ans-de-recherche>

Parution d'un article sur le site de la ZAAJ : <https://zaaj.univ-fcomte.fr/spip.php?article121>

Décembre 2020 : **Les rendez-vous du karst de Bourgogne Franche Comté. 1ère édition** [présentation orale, visio] « **Le karst peut-il jouer un rôle dans l'équilibre des tourbières jurassiennes ? Cas de la tourbière active de Frasne** ». **Lhosmot, A.**, Bertrand, G., Steinmann, M., Collin, L., Magnon, G., Bertrand, C., Binet, P., Bichet, V., Stefani, V., Toussaint, M-L., https://orisk-bfc.fr/sites/default/files/pole-karst/Documents/RdVKarstBFC_Pres_2020.pdf Parution d'un encart dans la revue du Karst « **Pôle Karst Newsletter n°8** » janvier 2021

Mai 2021 : **Présentation des activités recherche à Aurélie Gonet (« Direction l'horizon ») dans le cadre du « Tour des savoirs »** [visite de terrain].

Juin 2021 : **Forum des Jeunes Chercheurs** [présentation orale, visio] « Climate warming, peatland warnings... How long-term hydrological evaluation helps to delineate future threats over peatland carbon and biodiversity services? » **Lhosmot, A.**, Collin, L., Winiarski, T., Magnon, G., Steinmann, M., Paran, F., Bertrand, C., Stefani, V., Binet, P., Marie-Laure Toussaint, Boetch, A., and Bertrand., G.

Juillet 2021 : **Conférence tout public, Frasne** [présentation orale, présentiel] « D'où vient l'eau des tourbières ? » **Lhosmot, A.**, Bertrand, G., Steinmann, M., Collin, L., Magnon, G., Bertrand, C., Binet, P., Bichet, V., Stefani, V., Toussaint, M-L., Bichet, V., Winiarski, T., Paran, F., Lavastre, V., Graillet, D.

Novembre 2021 : **Présentation Interne au Laboratoire Chrono-Environnement**

Décembre 2021 : **Journées du Karst** [présentation orale, visio] Rôle des flux d'eau karstique sur la dynamique du carbone dans les tourbières et possibles rétroactions climatiques <https://orisk-bfc.fr/les-journ%C3%A9es-du-p%C3%B4le-karst>

Décembre 2021 : **Journée de l'OSU Théta- Besançon. Présentation des premiers résultats du projet SRO ThermoPeat.**

Mai 2022 : **Journée de l'OSU Théta - Dijon. Présentation des premiers résultats du projet SRO ISOTOPEAT. Évaluation isotopique de l'origine de la minéralisation des eaux de la tourbière de Frasne.** **A. Lhosmot**, J. Bouchez, M. Steinmann, V. Stefani, A. Boetch, M-L. Toussaint, C. Loup, P. Binet, J. Gaillardet, G. Bertrand

Juin 2022 : **COFIL SNO Rennes** [présentation orale, présentiel] « Contrôle interannuel, saisonnier et diurne des flux de CH₄ à Frasne » **A. Lhosmot**, A. Jacotot, M. Steinmann, P. Binet, M-L. Toussaint, S. Gogo, D. Gilbert, S. Coffinet, F. Laggoun-Défarge, G. Bertrand

Septembre 2022 : **Colloque GET "tourbières et carbone"** Contrôle interannuel, saisonnier et diurne des flux de CH₄ de la tourbière du Forbonnet (Frasne, 25), **Lhosmot, A.**, Jacotot, A., Steinmann, M., Binet, P., Toussaint, M.-L., Gogo, S., Gilbert, D., Coffinet, S., Laggoun-Defarge, F., Bertrand, G.,

3.2 Valorisations (inter)-nationales :

3.2.1 Congrès scientifiques

Novembre 2019 : **Journée modélisation hydrologique des surfaces continentales** [Poster, présentiel] Ponçot A., Bertrand G., **Lhosmot A.** et al (2019) : Estimation de la réactivité hydrologique de la tourbière de Frasné aux changements climatiques : approche hydrostatistique., Paris. Poster.

December 2019 : **AGU** [Poster, présentiel] **Lhosmot A.**, Bertrand G., Ponçot A. et al. (2019). CRITICAL PEAT: The importance of hydrology for Carbon Reactivity along with atmosphere - peatland interactions. Preliminary results from the Frasné peatland (Jura Mountains, France). American Geophysical Union congrès, San Francisco, USA. Poster.

Mai 2021 : **EGU21** [présentation orale, visio] **Lhosmot, A.**, Collin, L., Magnon, G., Steinmann, M., Bertrand, C., Stefani, V., Binet, P., Toussaint, M.-L., Boetsch, A., Bertrand, G., 2021. Characterization of nested water supplies in a mid latitude/altitude peatland using long-term monitoring data before and after restoration. The case study of the Frasné peatland (Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1302>

Juillet 2021 : **Goldschmidt** [présentation orale, visio] **Lhosmot, A.**, Steinmann, M., Moquet, J.-S., Gandois, L., Binet, P., Stefani, V., Boetch, A., Toussaint, M.-L., Bertrand, G., 2021. Peatlands as patchworks of water-rock and water-peat interactions: The case study of the Frasné peatland, Jura Mountains, France.

Juillet 2021 : **OZCAR Summer School** [Poster, présentiel] « La Science de la Zone Critique : le socle commun de connaissances à partager ». How nested water supplies influence biogeochemical cycle in peatlands ? **Lhosmot, A.**, Steinmann, M., Moquet, J.-S., Gandois, L., Binet, P., Stefani, V., Boetsch, A., Toussaint, M.-L., Bertrand, G.,

Octobre 2021 : **OZCAR Tereno, Strasbourg**, From water rock-interaction to methanogenesis: How climate induced raise of groundwater inputs might favor CH₄ fluxes in the mid latitude/altitude Frasné peatland, Jura Mountains, France. Lhosmot, A., Moquet, J.-S., Gandois, L., Bouchez, J., Marc Steinmann, Lavastre, V., Stefani, V., Boetsch, A., Binet, P., Toussaint, M.-L., Gaillardet, J., Bertrand, G. [10.13140/RG.2.2.13812.48009](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.13812.48009)

Novembre 2021 : **Réunion des Sciences de la Terre, Lyon**. Ecological role of karstic groundwater in peatlands in the context of climate change. The case study of the Frasné peatland (Jura Mountains, France). Lhosmot, A., Collin, L., Magnon, G., Steinmann, M., Bertrand, C., Stefani, V., Toussaint, M.-L., Bertrand, G., 2021.

Juin 2022 : **Eurokarst-Malaga**. The paradox of karstic peatlands: a combined hydrological and geochemical study in the Frasné peatland, French Jura Mountains. Lhosmot Alexandre, Bouchez Julien, Steinmann Marc, Lavastre Véronique, Stefani Vanessa, Boetsch Anne, Binet Philippe, Toussaint Marie-Laure, Winiarski Thierry, Paran Frédéric, Christophe Loup, Gaillardet Jérôme and Bertrand Guillaume.

3.2.2 Articles scientifiques publiés :

Lhosmot, A., Collin, L., Magnon, G., Steinmann, M., Bertrand, C., Stefani, V., Toussaint, M., Bertrand, G., 2021. Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasné peatland, Jura Mountains, France. **Ecohydrology**. <https://doi.org/10.1002/eco.2315>

(Annexe 1) Bertrand, G., Ponçot, A., Pohl, B., **Lhosmot, A.**, Steinmann, M., Johannet, A., Pinel, S., Caldirak, H., Artigue, G., Binet, P., Bertrand, C., Collin, L., Magnon, G., Gilbert, D., Laggoun-Défarge, F., Toussaint, M.-L., 2021. Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasné peatland (Jura Mountains, France). **Science of The Total Environment** 754, 141931. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>

(Annexe 2) Gogo, S., Paroissien, J., Laggoun-Défarge, F., Antoine, J., Bernard-Jannin, L., Bertrand, G., Binet, P., Binet, S., Bouger, G., Brossard, Y., Camboulive, T., Caudal, J., Chevrier, S., Chiapiuso, G., D'Angelo, B., Durantez, P., Flechard, C., Francez, A., Galop, D., Gandois, L., Gilbert, D., Guimbaud, C., Hinault, L., Jacotot, A., Le Moing, F., Lerigoleur, E., Le Roux, G., Leroy, F., **Lhosmot, A.**, Li, Q., Machado da Silva, E., Moquet, J., Mora-Gomez, J., Perdereau, L., Rosset, T., Toussaint, M., 2021. The information system of the French Peatland Observation Service: Service National d'Observation Tourbières – a valuable tool to assess the impact of global changes on the hydrology and biogeochemistry of temperate peatlands through long term monitoring. **Hydrological Processes** hyp.14244. <https://doi.org/10.1002/hyp.14244>

Lhosmot, A., Jacotot, A., Steinmann, M., Binet, P., Toussaint, M.-L., Gogo, S., Gilbert, D., Coffinet, S., Laggoun-Défarge, F., Bertrand, G., 2022. Biotic and Abiotic Control Over Diurnal CH₄ Fluxes in a Temperate Transitional Poor Fen Ecosystem. **Ecosystems**. <https://doi.org/10.1007/s10021-022-00809-x>

Lhosmot, A., Steinmann, M., Binet, P., Gandois, L., Moquet, J.-S., Stefani, V., Toussaint, M.-L., Boetsch, A., Loup, C., Essert, V., Bertrand, G., 2022. Origin and fate of dissolved inorganic carbon in a karst groundwater fed peatland using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. **Chemical Geology** 121254. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121254>

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

3.2.3 Jeu de données

Jacotot, A, Bertrand, G, Toussaint, M-L, **Lhosmot, A**, Gilbert, D, Binet, P, Gogo, S, Laggoun-Défarge, F. 2021. Carbon and energy Eddy-covariance fluxes dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.4584507>

Toussaint, M.-L., Bertrand, G., **Lhosmot, A.**, Gilbert, D., Binet, P., Jacotot, A., Gogo, S., Laggoun-Defarge, F., 2020a. Soil-meteorological dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>

Toussaint, M.-L., Bertrand, G., **Lhosmot, A**, Gilbert, D., Binet, P., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., 2020b. Water table depth dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763766>

PARTIE I

Cadre scientifique de la
thèse

Chapitre 1 : Fonctionnement des tourbières au sein de la Zone Critique et enjeux scientifiques

1 La Zone Critique

1.1 Définition de la Zone Critique

La Zone Critique (ZC) est la fine couche poreuse à la surface de la Terre localisée entre la base de l'atmosphère, généralement la couche limite, et en profondeur la présence de roches inaltérées. Cette couche est le siège de la vie, contribuant fortement à son développement et à son fonctionnement (Gaillardet et al., 2018). Le concept de Zone Critique est apparu dans le début des années 2000 aux Etats-Unis (Anderson et al., 2004; Brantley et al., 2007; National Research Council, 2001). D'après Gaillardet et al. (2018), le terme *critique* renvoie à deux concepts. D'une part, la ZC, faisant l'interface entre la lithosphère et l'atmosphère, est par définition présente à l'échelle du globe. La seconde notion, découlant de la première, est que nous sommes dépendants de la ZC, car les ressources alimentaires sont directement le fruit du fonctionnement de cette couche. Ainsi, du point de vue sociétal, la ZC représente ni plus ni moins que le lieu de vie de l'espèce humaine. Les enjeux sociaux et environnementaux autour de cette entité au sein de laquelle nous évoluons sont donc cruciaux et sont directement liés aux choix politiques que nous appliquons (Latour et Weibel, 2020).

La ZC que l'on connaît aujourd'hui résulte de processus à différentes échelles temporelles, de plusieurs millions d'années (tectonique des plaques) jusqu'à l'échelle de la journée (cycles journaliers, précipitation, vent). Cette notion temporelle dépend largement de l'échelle spatiale abordée, par exemple si l'on considère la ZC à l'échelle des réactions biogéochimiques dans les sols et au contact de roches, à l'échelle d'un versant de montagne entier, ou encore à l'échelle globale, e.g. circulations atmosphériques/océaniques globales (Figure 1).

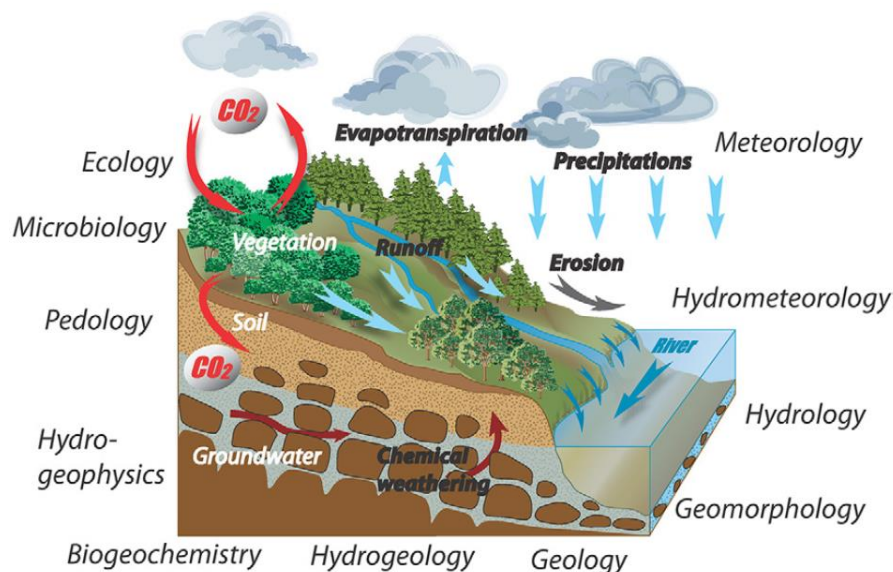


Figure 1 : Schéma conceptuel de la Zone Critique, d'après Gaillardet et al., 2018.

L'ensemble de ces processus, de près ou de loin, est dépendant de l'énergie solaire à la surface de la Terre qui n'est pas uniformément distribuée en raison de la sphéricité de la Terre, influençant l'angle d'incidence du rayonnement solaire. L'excédent d'énergie dans les régions tropicales comparé aux régions polaires induit ainsi une redistribution de l'énergie à travers les circulations atmosphériques et océaniques. Ce déséquilibre est en quelque sorte le moteur des grands cycles hydrologiques et atmosphériques dans lesquels s'intègrent la ZC, mais, est soumis à des fluctuations climatiques, correspondant à plusieurs forçages imbriqués, intervenants à différentes échelles temporelles (Renard et al., 2015; Figure 2) :

- Tout d'abord, la présence de vie sur Terre est permise par **des facteurs dits de 1^{er} ordre** (présence d'une atmosphère, géométrie du système solaire...), permettant de maintenir une température moyenne à la surface de la Terre de + 15°C contre -18°C sans la présence de l'atmosphère.
- **Les facteurs de 2^{ième} ordre** induisent des variations de température de l'ordre de 15 à 25°C opérant à une échelle temporelle du million à la centaine de millions d'années. Ces facteurs sont contrôlés par la tectonique globale, *i. e.* la localisation des continents, les fluctuations de l'effet de serre (taux de CO₂ atmosphérique en lien avec l'activité tectonique, l'altération chimique et l'activité photosynthétique). Ces facteurs contrôlent ainsi les cycles biogéochimiques globaux par la dynamique d'érosion des continents (flux de matières) et les grands courants océaniques.
- **Les facteurs de 3^{ième} ordre** correspondent à une échelle temporelle du millier à la centaine de millier d'années et à des variations de température de 5 à 15°C. La variation des paramètres orbitaux (cycles de Milankovitch) influence la distribution et l'intensité de l'insolation solaire. Au cours du Quaternaire, ce sont ces paramètres qui ont principalement contrôlé la succession de périodes glaciaires et interglaciaires et par conséquent le niveau moyen des océans.
- Enfin, **les facteurs de 4^{ième} ordre** sont les plus courts (intra-annuel au millier d'années) et induisent des variations de température atteignant environ 7°C. Il s'agit à la fois des cycles d'activités du Soleil, des éruptions volcaniques, des oscillations océaniques (*e.g.* El Niño) et surtout des activités anthropiques dont le poids devient de plus en plus important sur l'équilibre climatique. L'augmentation de la température de l'air se traduit notamment par une hausse du niveau des mers, la fonte des glaciers, des modifications des courants marins, le dégel du permafrost, ou encore un allongement de la saison de croissance des plantes. L'ensemble des conséquences du changement climatique causé par l'activité humaine affecte donc directement et durablement le fonctionnement de la Zone Critique.

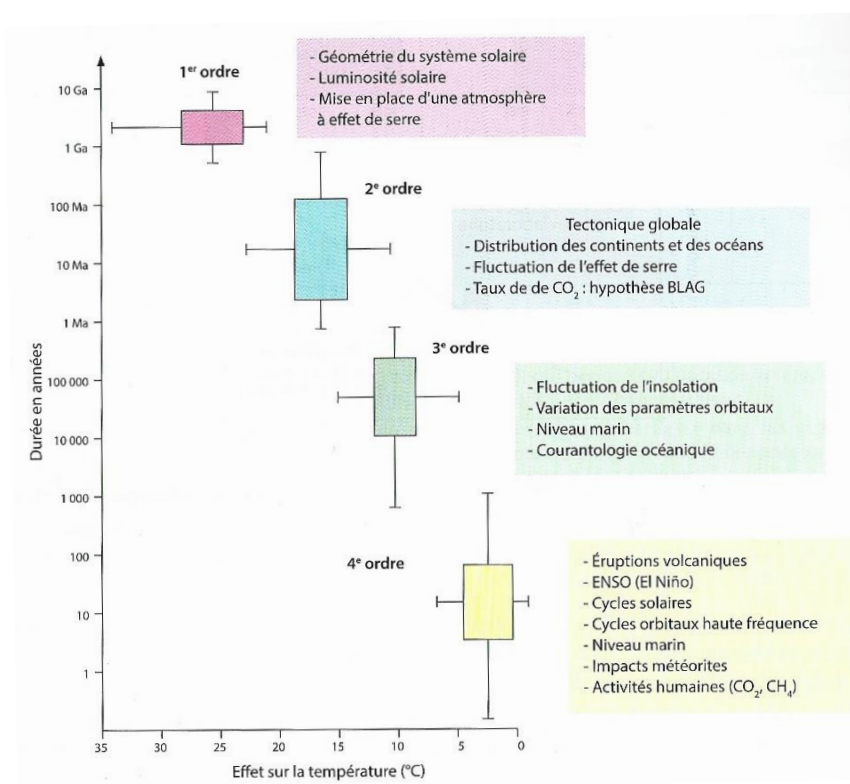


Figure 2 : Durée d'action (en années) des différents facteurs de contrôle du climat terrestre en fonction de leur effet sur la température. Figure tirée de Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., de Rafélis, M., 2015. *Éléments de géologie*, 15e éd. ed. Dunod, Paris.

Tandis que les facteurs d'ordre 4 sont à la fois les plus palpables et décisifs en ce qui concerne l'échelle de temps dans laquelle les sociétés humaines évoluent, l'action de l'Homme devient un forçage marquant à tel point que cela se traduit par le passage vers une nouvelle ère géologique, l'Anthropocène (Crutzen, 2002). Cette nouvelle ère géologique n'est pas officiellement actée, *i.e.* l'Anthropocène n'est pas présent dans la charte chronostratigraphique internationale (Cohen et al., 2013), mais sa définition fait actuellement l'objet de débats (date de passage dans l'Anthropocène notamment, Wallenhorst, 2021). La ZC est donc soumise à une pression anthropique grandissante (urbanisation, pollution, rejet de gaz à effets de serre (GES) dans l'atmosphère, etc) entraînant des changements et des rétroactions dans son fonctionnement (IPCC, 2022). Le changement climatique et l'effondrement de la biodiversité bousculent les équilibres du fonctionnement de la ZC, et ce, à une vitesse jamais connue dans l'Histoire géologique de la planète. Constituant le seul habitat et la seule ressource alimentaire pour le vivant, il est donc primordial de mieux comprendre son fonctionnement afin de pouvoir anticiper son état futur et la protéger le mieux possible. Les interactions au sein de la ZC étant complexes, son étude nécessite par conséquent une approche pluridisciplinaire (Sprenger et al., 2017).

Ce travail de thèse s'intéresse au fonctionnement d'une tourbière qui s'inscrit dans une région à la fois tempérée et en contexte carbonaté. Ainsi, les sections suivantes introduisent les enjeux respectifs liés au contexte carbonaté (section 1.2), aux régions montagneuses tempérées (section 1.3), et aux tourbières au sein de la Zone Critique (section 1.3).

1.2 Influence des carbonates sur la Zone Critique

La structure de la Zone Critique dépend fortement de la nature des roches sur lesquelles elle se développe. Sur la Terre, la nature des roches est partagée entre celles composées de silicates et de carbonates, et d'endroits où ces deux types de roches sont présents (Martin et al., 2021). La dissolution des minéraux silicatés (argiles par exemple) est incongruente à la différence des minéraux carbonatés (calcite, aragonite, dolomite). Alors que les profils d'altérations sont structurés verticalement dans les terrains silicatés (profil d'altération), la structure du sous-sol carbonaté est plus complexe et hétérogène avec la création de cavités et de conduits souterrains dû à la cinétique rapide de dissolution des carbonates appelée karstification (Figure 3, Dreybrodt, 1990; Martin et al., 2021). Ainsi, ces différences de structures associées aux processus d'altérations et de natures des minéraux se traduisent notamment par des différences de chimie des eaux circulants en leur sein, de morphologie des territoires, des types de sols et de végétation. Du fait de l'importance des minéraux sur la structuration de la Zone Critique, Martin et al. (2021) proposent que la Zone Critique puisse être considérée comme un gradient entre les deux pôles silicates et carbonates. Ces auteurs utilisent ainsi le terme « Zone Critique Carbonatée » pour désigner la ZC en contexte carbonaté.

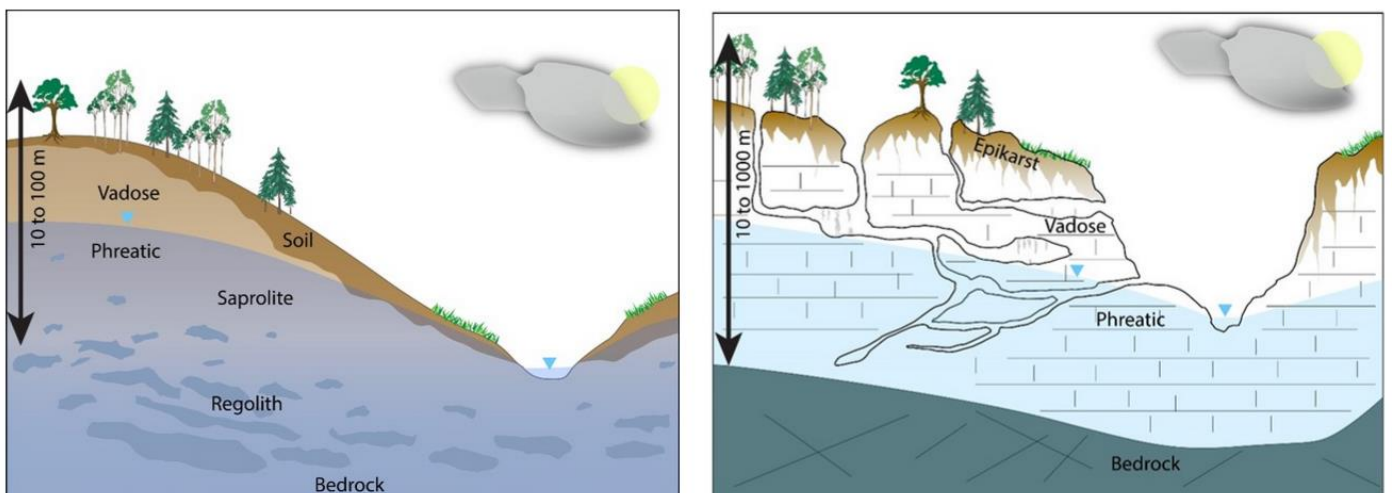


Figure 3 : Coupes schématiques représentant la structuration verticale de la Zone Critique dominée par des roches Silicatée (à gauche) et Carbonatée (à droite). Source : Carbonate Critical Zone Research Coordination Network (<https://carbonatecriticalzone.research.ufl.edu/about-carbonate-cz/>, le 29/08/2022).

En contexte carbonaté, l'infiltration des eaux météoriques, se chargeant en CO_2 dans les sols, entraîne la dissolution des carbonates (Atkinson, 1977; Schoeller, 1980). Cela participe directement à la structuration complexe de la ZC et à la formation du karst, qui se caractérise par un réseau complexe de conduits souterrains de différentes dimensions dans lequel l'eau circule préférentiellement (Jourde et al., 2018). En surface, le karst se manifeste notamment par des pertes, points d'entrée de l'eau dans le karst. Ainsi, dans les secteurs où les roches carbonatées affleurent à la surface, l'eau a tendance à s'infiltrer rapidement, donnant lieu à des paysages secs (Figure 3 et Figure 4).

Outre la réponse rapide (journée, heures) des conduits karstiques à des évènements pluvieux, rendant vulnérable ces territoires aux transferts de polluants et aux inondations, l'écoulement de l'eau en contexte karstique se fait également de manière plus lente dans la matrice des roches, conférant au système karstique un fonctionnement bimodal (Maréchal et al., 2008; Paiva et Cunha, 2020).

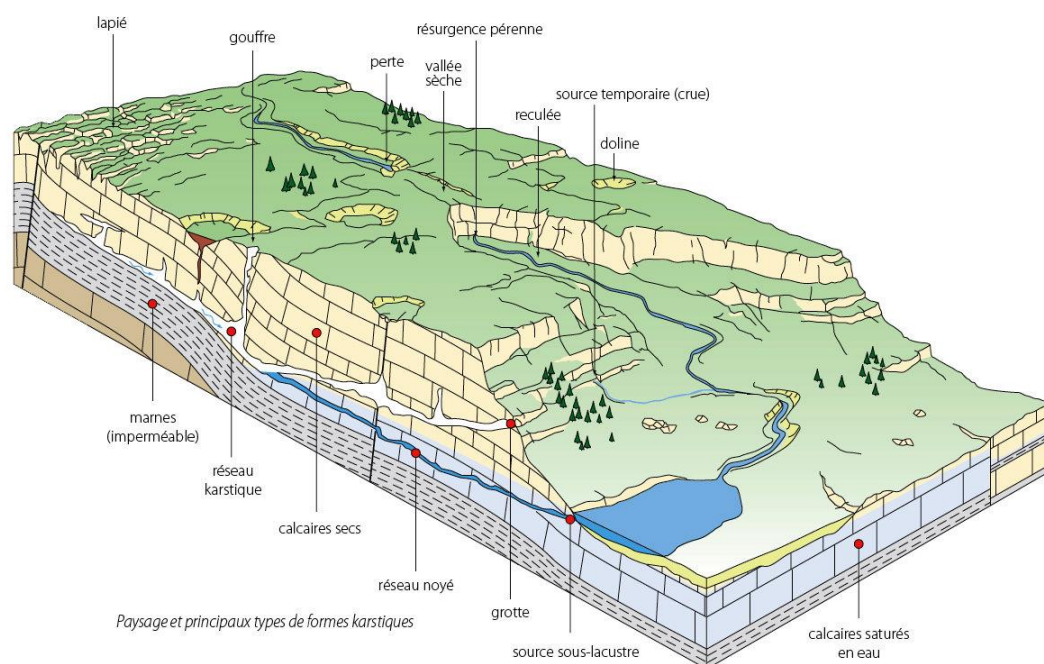


Figure 4 : Schéma conceptuel du milieu karstique du massif du Jura (Bichet et Campy, 2008).

A l'échelle du globe, les roches carbonatées représentent environ 15 % des surfaces continentales non englacées (Figure 5) et constituent entre 9,2 et 25 % de la ressource mondiale en eau potable (Ford et Williams, 2007; Goldscheider et al., 2020; Stevanović, 2019). La dissolution des carbonates étant plus rapide que celle des silicates, le flux de solutés dissous atteignant les océans est dominé par l'altération des carbonates (Bufe et al., 2021; Calmels et al., 2014; Gaillardet et al., 1999; Lasaga, 1984).

De plus, la dissolution des carbonates augmente avec la concentration en CO_2 dissous dans l'eau, elle-même contrainte par la pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$) dans les sols qui est sensible à l'usage de ces derniers et à l'augmentation de la température de l'air. Alors que les roches carbonatées représentent le stock mondial le plus important de carbone ($> 60 \times 10^6$ Gt de C), la dissolution importante des carbonates a des répercussions sur le cycle du carbone global à des échelles de temps « courtes » (de 10^2 à 10^5 ans, Martin, 2017). Lorsque la dissolution des carbonates est contrôlée par l'acide carbonique (principal moteur de la dissolution des carbonates), celle-ci représente un puits de carbone pour l'atmosphère à court terme. En revanche, la dissolution des carbonates par l'acide nitrique (dépôts atmosphériques, agriculture) ou sulfurique (dépôts atmosphériques, l'altération de la pyrite) représente une source de carbone vers l'atmosphère (Brunet et al., 2011; Martin, 2017). Ainsi, le fonctionnement de la ZC est couplée au climat et constitue un enjeu majeur notamment dans le contexte de changement climatique et d'usages des sols qui modifient les facteurs de contrôle (T, pH, concentration et type d'acide) de la dissolution des carbonates (Calmels et al., 2014; Jeannin et al., 2016). Par exemple, le suivi long terme (~ 20 ans) des eaux de surface dans le massif du Jura montre une augmentation de la concentration en bicarbonates positivement corrélée à l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ dans les sols (Jeannin et al., 2016).

Plus largement, la ZC en contexte carbonaté constitue un système fortement réactif et vulnérable aux pressions climatiques et anthropiques actuelles (polluants, eau potable, risque d'inondations) nécessitant une meilleure compréhension des processus qui y sont associés (Hartmann et al., 2014).

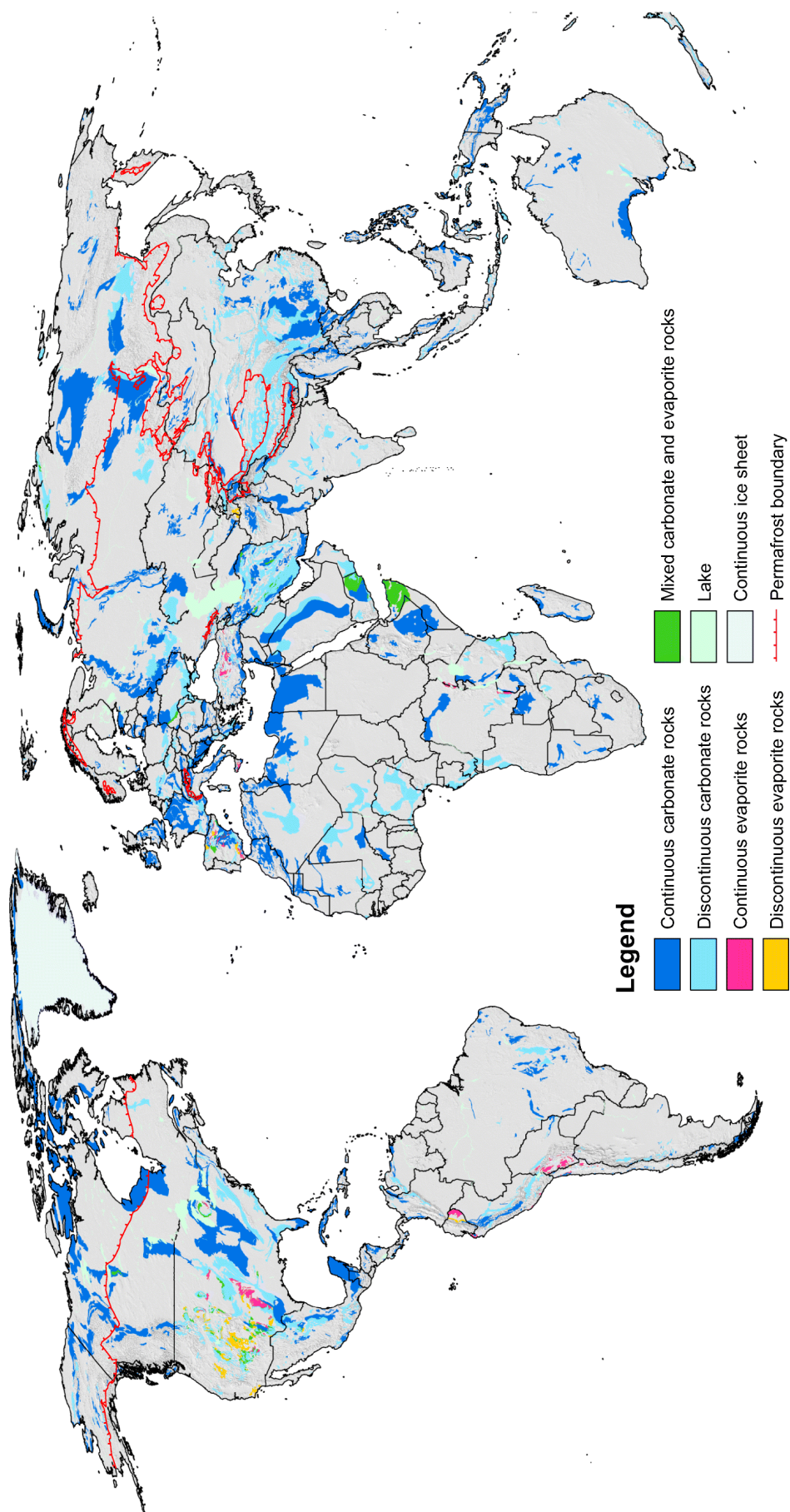


Figure 5 : Carte mondiale de la répartition des roches carbonatées et évaporitiques (Goldscheider et al., 2020).

1.3 La Zone Critique en contexte montagneux et tempéré

Les régions de montagne jouent un rôle de tête de bassin versant pour la plupart des grands réseaux hydrographiques (Hayashi, 2020). Les flux d'eau dans les régions montagneuses de moyennes latitudes sont contraints à la fois par la variabilité saisonnière marquée des conditions hydroclimatiques (précipitations, température, évapotranspiration) et des contraintes géomorphologiques complexes (topographie, géologie) (de Vries et Simmers, 2002; Jasechko, 2019; Rozanski et al., 1993). Cependant, outre l'augmentation de la température de l'air, la variabilité saisonnière des conditions hydroclimatiques est perturbée par le changement climatique. Cela se traduit notamment par l'augmentation d'évènements extrêmes (précipitations, sécheresses) (Gobiet et al., 2014; IPCC, 2022).

Rubel et al. (2017) montrent également qu'à l'échelle de l'arc alpin, les limites altitudinales des zones climatiques ont subi un net changement au cours des deux derniers siècles (ici selon la classification de Köppen-Geiger ; Figure 6). La remontée en altitude de ces limites peut avoir des conséquences profondes sur le cycle de l'eau (érosion, infiltration, évapotranspiration, couvert neigeux) et potentiellement être à l'origine de rétroactions climatiques.

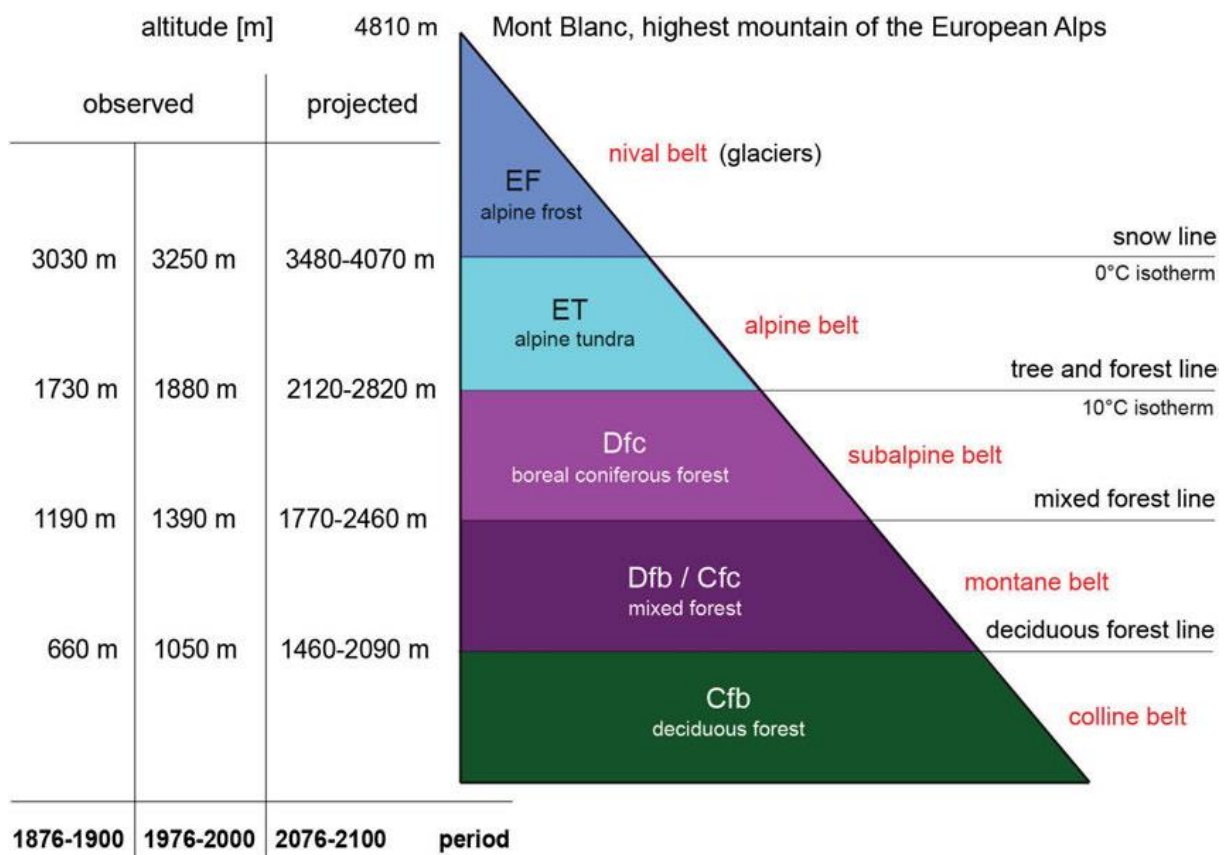


Figure 6 : Limites altitudinales des différentes zonations climatiques (Köppen-Geiger) dans l'arc alpin (incluant le massif du Jura) pour différentes périodes (mesures : 1876-1900 et 1976-2000 ; et projections : RCP-2,5 et 8,5 pour la période 2076-2100 ; Rubel et al., 2017).

En parallèle de la remontée des altitudes des zonations climatiques, Rogora et al. (2018) ont montré à travers le suivi long terme d'écosystèmes de montagne (Italie, Suisse, Autriche), que ces derniers ont une réponse rapide aux effets du changement climatique qui englobe l'ensemble de la fonctionnalité des écosystèmes, c'est-à-dire à la fois la végétation, la biomasse microbienne, les cycles de nutriments, la chimie des eaux, etc.

Cependant, ces résultats s'intègrent dans un schéma fonctionnel complexe qui est localement contraint par les conditions microclimatiques (en lien avec la topographie, l'orientation, Figure 7). Ainsi, la réponse locale à l'augmentation régionale des isothermes demeure contrastée (Figure 7, Körner et Hiltbrunner, 2021).

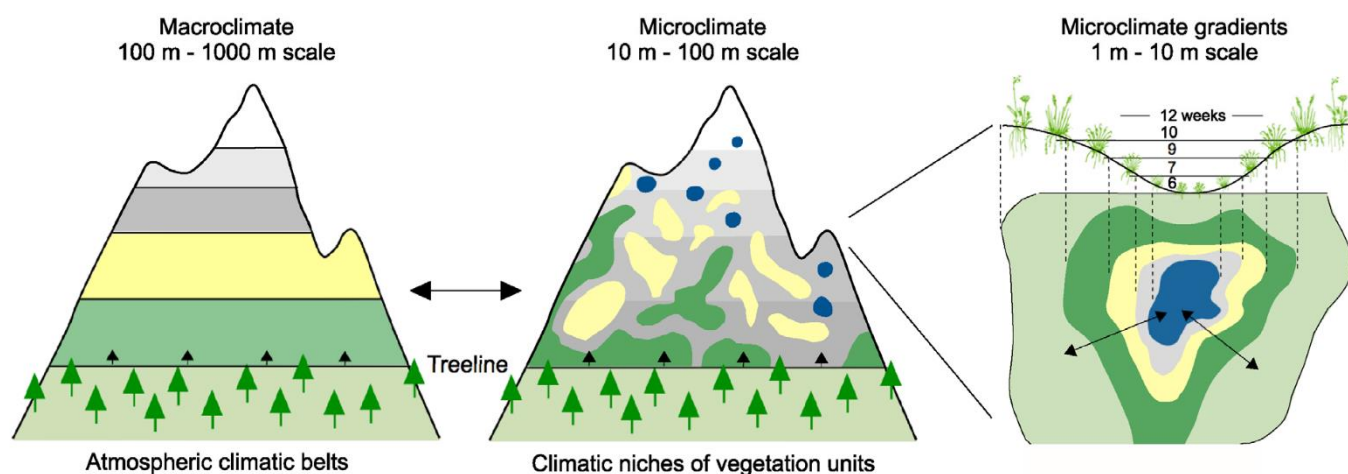


Figure 7 : Schéma illustrant les conditions climatiques en fonction de l'échelle spatiale considérée (Körner et Hiltbrunner, 2021).

Ainsi, les réponses multiples et complexes de la Zone Critique en contexte de montagne et de régions tempérées illustrent le besoin d'étudier le fonctionnement des écosystèmes qui s'y développent et leurs interactions avec les autres composantes de la ZC.

1.4 Les tourbières dans la Zone Critique

Dans ce contexte, les tourbières sont des systèmes remarquables qui cumulent les différentes échelles d'étude de la Zone Critique, évoquées précédemment. A l'échelle globale, les tourbières jouent un rôle dans la balance climatique en ayant fixé une quantité importante de carbone atmosphérique au cours des derniers millénaires (~500-600 Gt de C, Gorham, 1991; Yu et al., 2010). Outre la dynamique interne complexe de ces écosystèmes, les tourbières interagissent avec le bassin versant (BV) qu'elles occupent en étant pourvoyeuses de façon significative de carbone organique et inorganique pour les cours d'eau en aval (Rosset et al., 2019; Wallin et al., 2010). Le rôle des exports d'eau associés en tant que soutien d'étiage pour les hydrosystèmes aval est encore discuté et semble dépendre de la taille et du type de tourbière (Paran et al., in press). Les tourbières illustrent également les conséquences de l'activité humaine sur le fonctionnement de la ZC par l'usage qu'il en a été fait, *i.e.* exploitation, drainage. Ces usages ont à la fois des conséquences locales, perte du patrimoine paysager, altérations de corridors écologiques, impact sur la régulation du cycle de l'eau, et des conséquences globales, *i.e.* fonction stock de carbone. Enfin, une partie des interactions entre les tourbières et leur environnement, à la fois locales et éloignées, est enregistrée en leur sein (Booth et al., 2010; Chambers et al., 2010; Gauthier et al., 2019), leur conférant ainsi un rôle d'archives de processus écologiques et anthropiques.

En outre, les fonctions hydrologiques et biogéochimiques esquissées précédemment confèrent aux tourbières la capacité de fournir des services socio-écosystémiques, c'est-à-dire des fonctions directes ou indirectes utiles vis-à-vis des besoins de l'Homme et considérées comme biens communs (Costanza et al., 1997). Le panel de services procurés par les tourbières est détaillé dans la section 3 de ce chapitre. Ces services constituent une valeur socio-économique dont la reconnaissance est un enjeu car ce sont des leviers potentiels pour atténuer les impacts globaux et locaux des pressions anthropiques, alors même qu'ils y sont soumis (Loisel et al., 2021). Leur étude est donc primordiale pour mieux appréhender les nombreuses interactions (biotiques et abiotiques) qu'elles entretiennent avec les différents réservoirs de la Zone Critique, *i.e.* hydrologique, atmosphérique, sol (Field et al., 2014). De fait, la compréhension du fonctionnement des tourbières ainsi que leur gestion nécessite une approche holistique (Ramchunder et al., 2009).

Par ailleurs, les tourbières tempérées sont aujourd'hui considérées comme sentinelles face au changement climatique dans le sens où elles sont des indicateurs d'alerte précoce des rétroactions affectant le cycle du carbone (Briones et al., 2022; Li et al., 2021a). Les tourbières en régions montagneuses, généralement moins étudiées du fait des difficultés d'accès parfois rencontrées, jouent un rôle important sur les exports de carbones fluviaux alors qu'elles ne représentent qu'une faible proportion des bassins versants (Rosset, 2019). Comme pour l'ensemble des tourbières du massif du Jura, la tourbière active du Forbonnet qui est le site étudié dans le cadre de ce travail de thèse, illustre le cas des tourbières tempérées en contexte carbonaté. Bien qu'à l'échelle mondiale il n'y ait pas, à notre connaissance, de quantification de la proportion de tourbières localisées sur des roches carbonatées, leur intérêt est largement documenté dans la littérature et associée à une biodiversité spécifique notamment dans le cas des bas marais alcalins (« Calcareous fen », Grootjans et al., 2021; Hajek et al., 2006). Les tourbières en contexte carbonaté représentent une partie importante des tourbières de l'Europe centrale et du sud de l'Europe (Alpes, Carpates, Balkans ; Hajek et al., 2006). De plus, la comparaison de la carte mondiale de la distribution des tourbières (Yu et al., 2010) avec celle des roches carbonatées (Goldscheider et al., 2020), montre que la présence de tourbières n'est pas contradictoire avec celle de terrains carbonatés, en particulier dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (Royaume-Uni, Sibérie ou ouest de la Chine ; Figure 5 et Figure 8). En outre, même si des tourbières ne sont pas directement localisées sur des terrains carbonatés, elles peuvent être en interaction avec ces derniers (i) à travers l'export d'eau acides accélérant la dissolution des carbonates en aval (Calmels et al., 2014; Fierz et Monbaron, 1999; Wallin et al., 2010) ou (ii) en étant alimentées par des eaux souterraines drainant des bassins versants carbonatés (Chasar et al., 2000; Levy et al., 2016).

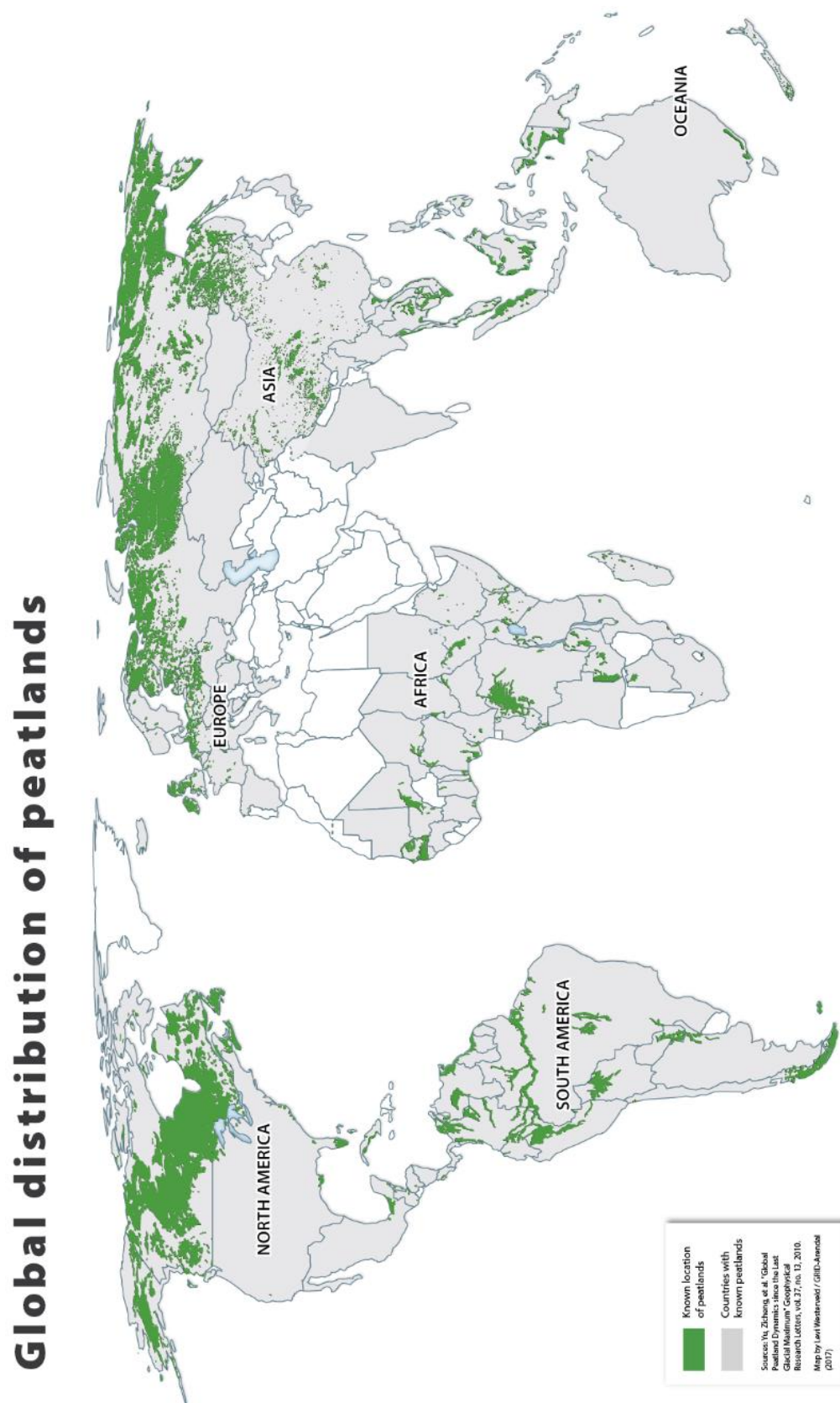


Figure 8 : Carte de la répartition mondiale des tourbières. La couleur verte indique la localisation des tourbières recensées et la couleur grise les pays les abritant. Inventaire issu de Yu et al. (2010). Carte réalisée par Levi Westerveld/GRID-Arendal (2017; <https://www.grida.no/resources/12546>).

2 Définition et fonctionnement des tourbières

2.1 Définition générale

Les tourbières sont des zones humides saturées en eau en permanence et caractérisées par une production de Matière Organique (MO, production primaire de biomasse) supérieure à sa vitesse de dégradation (*i.e.* minéralisation de la MO ; Baize et Girard, 2009). Ainsi, la MO non ou mal décomposée, appelée la tourbe, s'accumule au cours du temps. La tourbe est définie comme un matériau composé d'au moins 30 % de MO morte (Joosten et Clarke, 2002). L'épaisseur de tourbe nécessaire pour attribuer le terme « tourbière » varie de 10 cm (FAO, 1998) à 40 cm (National Wetlands Working Group, 1997) selon les définitions. Une des particularités de la tourbe est qu'il s'agit d'un sédiment qui s'est formé « sur place » est non selon le schéma érosion-transport-sédimentation comme dans les hydrosystèmes tels que les cours d'eau (Rydin et al., 2006).

Le déséquilibre entre taux de production et de dégradation de MO est la conséquence de la saturation en eau quasi permanente du milieu qui favorise des conditions anaérobies limitant ainsi la dégradation de la MO. Outre les écoulements de surface dans certaines tourbières, l'eau est relativement « stagnante » et isolée de l'atmosphère, ne lui permettant pas d'être régulièrement oxygénée. Le ralentissement de la décomposition de la MO est accentué par les conditions climatiques dans les régions froides, par les conditions acides dans le cas des tourbières ombrotrophes (alimentation essentiellement par les précipitations) ou encore par la végétation elle-même par inhibition de l'activité microbienne (Jassey, 2011; Manneville et al., 2006). Le taux d'accumulation de la tourbe généralement observé est de l'ordre du millimètre par an, entre 0,2 à 1,6 mm an⁻¹ selon le référentiel pédologique (Baize et Girard, 2009) bien qu'il soit très variable d'un site à l'autre (Manneville et al., 2006).

La tourbe possède un fort taux de carbone (~50 % pour les tourbières de l'hémisphère nord, Loisel et al., 2014; Tfaily et al., 2014) et par conséquent est classée parmi les roches carbonées, au même titre que le charbon. D'une part, la tourbe est considérée comme une « roche combustible légère » d'après la définition du Dictionnaire de Géologie (Foucault et al., 2014) tandis que d'autre part la tourbe est classée dans la famille des sols (*i.e.* histosols ; Baize et Girard, 2009). A l'interface entre les roches et les sols, les tourbières contiennent un stock considérable de carbone à l'échelle mondiale (voir section 2.7).

Il existe une multitude de critères interdépendants pour classer les tourbières. Parmi les principaux, on retrouve le mode d'alimentation en eau, la végétation, la qualité de la tourbe, la morphologie de la tourbière. Cette notion de classification/typologie des tourbière est abordée dans la section 2.3 « Genèse de tourbière ».

2.2 Terminologie

Le terme « tourbière », l'équivalent de *peatland* en anglais est relativement ambigu en Français comparé à la classification anglo-saxonne ou germanique. La première sera ici utilisée car c'est la plus répandue dans la littérature scientifique. En effet, le terme *peatland* intègre les sites où il y a une accumulation de tourbe, indifféremment d'une couverture ou non de végétation turfigène. La classification anglo-saxonne permet ainsi de différencier les tourbières avec végétation turfigène « mire » de celles où il n'y a plus actuellement de turfigénèse « *peatland* » (Joosten et Clarke, 2002). Le terme « tourbière » utilisé par la suite fera davantage référence aux « mires ».

2.3 Genèses de tourbières

La variabilité des types de tourbières mentionnée dans la littérature est la conséquence de (1) différents types de genèse et (2) différents types d'alimentation en eau qui sont étroitement liés.

Les deux principaux processus de genèse d'une tourbière sont l'atterrissement (« terrestrialization » en anglais) et la paludification (Figure 9, Joosten et Clarke, 2002; Parish et al., 2008). Le premier traduit le fait qu'un plan d'eau se fait progressivement coloniser par la végétation, entraînant son comblement. Le second signifie qu'une surface de sol a rencontré les conditions de saturation en eau nécessaire pour démarrer le processus de turfigenèse. Il peut s'agir de prairies, plaines alluviales ou encore de forêts.

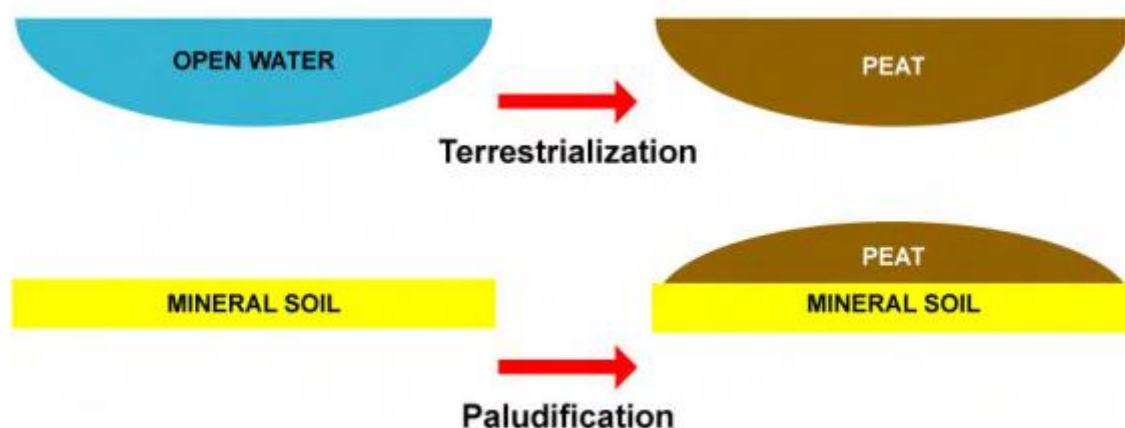


Figure 9 : Représentation schématique des deux processus de formation d'une tourbière (Parish et al., 2008).

Parmi ces deux cas de figure amenant aux conditions favorables de la mise en place d'une tourbière, il existe plusieurs contextes plus descriptifs permettant d'améliorer la typologie des modes de genèse des tourbières. Cette typologie est basée sur le mode d'alimentation en eau de la tourbière qui a permis d'initier la turfigenèse et porte le suffixe -gène issu de genèse (Manneville et al., 2006; Figure 10). Une partie de ces modes de genèse de tourbière est représentée schématiquement (Figure 11). Pour les tourbières formées par atterrissement, on retrouve les tourbières limnogène correspondant à la fermeture d'un plan d'eau ou encore les tourbières fluviogène dans le cas d'un méandre abandonné se refermant (Figure 11). La paludification peut être rencontrée dans plusieurs contextes hydro-géomorphologiques comme en contexte alluvial lors de débordement de cours d'eau (fluviogène), de stagnation d'eau dû à la topographie (topogène) ou encore en contexte d'écoulement d'eau (ruissèlement, percolation, source) le long de versant (soligène ; Figure 10). D'autres contextes géomorphologiques particuliers peuvent amener à la formation d'une tourbière par paludification. Dans le Massif Central par exemple, les alvéoles glaciaires creusées dans le granite constituent des situations préférentielles de formation de tourbières où la nappe d'eau intersecte la topographie (tourbières dites soligène). Des tourbières peuvent également se former au-dessus de col (topogène ; Figure 11) où le replat du col est favorable à la stagnation des eaux de ruissèlement ou encore dans le cratère de volcans comme c'est le cas au Mont Bar ou du Marais de Limagne dans le Massif Central (Manneville et al., 2006). Enfin, dans certaines régions, le climat, au travers du régime de précipitation, est le vecteur principal de formation des tourbières en contexte de paludification, on parle alors de tourbière ombrogène (Figure 10).

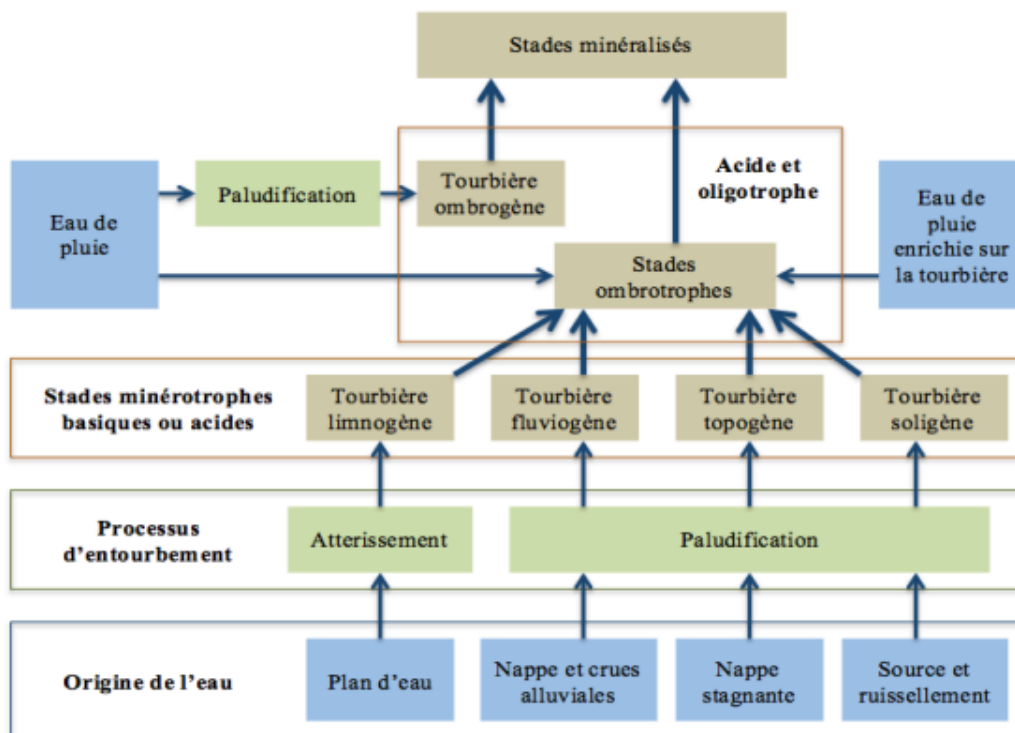
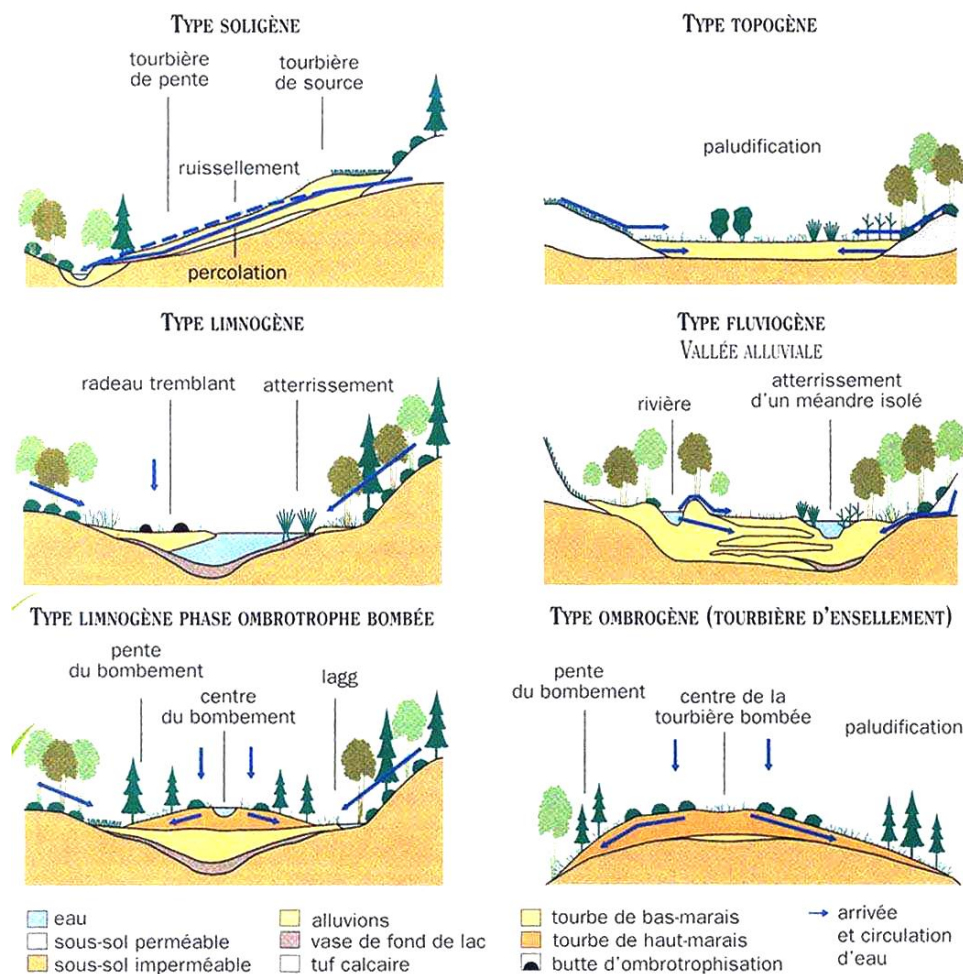


Figure 10 : Classification des différents types d'évolution des tourbières. D'après Julve 1996 et modifié par Collin 2016.



Les flèches indiquent les mouvements latéraux ou verticaux de l'eau.

Figure 11 : Représentation schématique de différents types de tourbières en contexte tempéré (Manneville et al., 2006).

Au-delà des contextes de formation des tourbières, ces écosystèmes peuvent être regroupés selon différents types fonctionnels du point de vue écohydrologique. Le suffixe -trophe est alors utilisé pour caractériser l'origine de l'eau (Manneville et al., 2006). Il est ainsi possible de distinguer deux grands schémas fonctionnels de tourbières :

- Les tourbières minérotrophes, c'est-à-dire alimentées principalement par des eaux minéralisées (fen en anglais) ;
- Les tourbières ombrotrophes (bog en anglais), c'est-à-dire essentiellement alimentées par les eaux de précipitations (Hajek et al., 2006; Joosten, 2016).

Les fens, bas marais en français, sont généralement caractérisées par des eaux à un pH relativement élevé (6-7), une végétation conditionnée par l'apport important de nutriments, et une topographie relativement plate (« low mires » ; Rydin et al., 2006).

Les bogs, haut marais en français, sont caractérisés par des eaux acides (~4), un milieu très pauvre en nutriments associé à une végétation spécifique avec notamment la présence de sphaignes. Les bogs tendent à évoluer vers une morphologie de type dôme (Joosten et Clarke, 2002; Rydin et al., 2006). A l'échelle de l'écosystème et de son évolution sur le long terme, la géométrie (forme elliptique en dôme comme ses dimensions) des tourbières bombées –« raised bog »- est directement contrôlée par des paramètres physiques comme la conductivité hydraulique (Bromley et al., 2004; Foster et Wright, 1990; Ingram, 1982). Les dimensions théoriques du dôme (rayon, hauteur) sont ainsi reliées à la conductivité hydraulique par une équation (Eq. 1; Ingram, 1982) :

$$H(x) = \sqrt{\frac{U}{K}(2Lx - x^2)} \text{ (Eq. 1)}$$

Où H(x) est la hauteur H de la nappe au-dessus du niveau de base de la tourbière à une distance x du centre de la tourbière, U est l'apport net de précipitations, K est la conductivité hydraulique de la tourbe, et L est le rayon du dôme.

Entre ces deux « extrêmes » il existe un large panel de tourbières relatif aux différences de contributions d'eau d'origines météorologique et souterraine regroupées sous le nom de tourbières de transition (« transitional mires » ; Vitt, 2013). Lorsqu'un ensemble de tourbières de différents stades évolutifs et/ou issues de différents modes de genèse se connectent, les termes « complexe tourbeux » ou « mosaïque de tourbières » peuvent être employés. La définition employée dans ce travail ne se restreint pas à la condition de surface définie par Moen (2002) où la taille d'un complexe tourbeux est supérieure à 20 km².

La plupart des tourbières ombrotrophes dérivent de tourbières minérotrophes : la croissance du corps tourbeux est suffisante pour que la surface de la tourbière ne soit plus alimentée que par les eaux avec une forte teneur en nutriments et solutés dissous (eaux de ruissèlement, eaux souterraines). Les tourbières sont donc des écosystèmes qui sont soumis à une évolution naturellement lente qui se traduit par des changements de végétation, de morphologie ou encore d'alimentation en eau. Cette évolution peut s'effectuer sur plusieurs siècles ou millénaires et peut également s'arrêter à un moment si un état d'équilibre est atteint. Le passage vers l'ombrotrophie n'est donc pas un passage obligatoire (Manneville et al., 2006).

Enfin, selon les régions du monde, des types particuliers de tourbières sont décrits, répondants aux spécificités locales du climat et par conséquent portant une dénomination propre. On retrouve par exemple au Royaume-Uni les « blanket bog » (Coulson et Butterfield, 1978; Evans et al., 1999 et références citées). Il s'agit de grandes étendues tourbeuses dont l'épaisseur est relativement faible. Le climat océanique avec l'apport constant de précipitation est ici le facteur déclenchant de la mise en place de ces tourbières.

2.4 Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

La distribution des tourbières à l'échelle du globe est hétérogène (Figure 8). Le critère déterminant à la présence de tourbières est en premier lieu d'ordre climatique : d'une part la pluie efficace (la différence entre les précipitations totales et l'évapotranspiration réelle, "Définition - Pluies efficaces | Insee,") contrôle la disponibilité en eau tandis que d'autre part, la température contrôle la production et la dégradation de la MO. Ainsi, le diagramme de Holdridge (Figure 12) permet de représenter graphiquement l'espace « climatique » dans lequel la formation de tourbière est possible (Wieder et al., 2006).

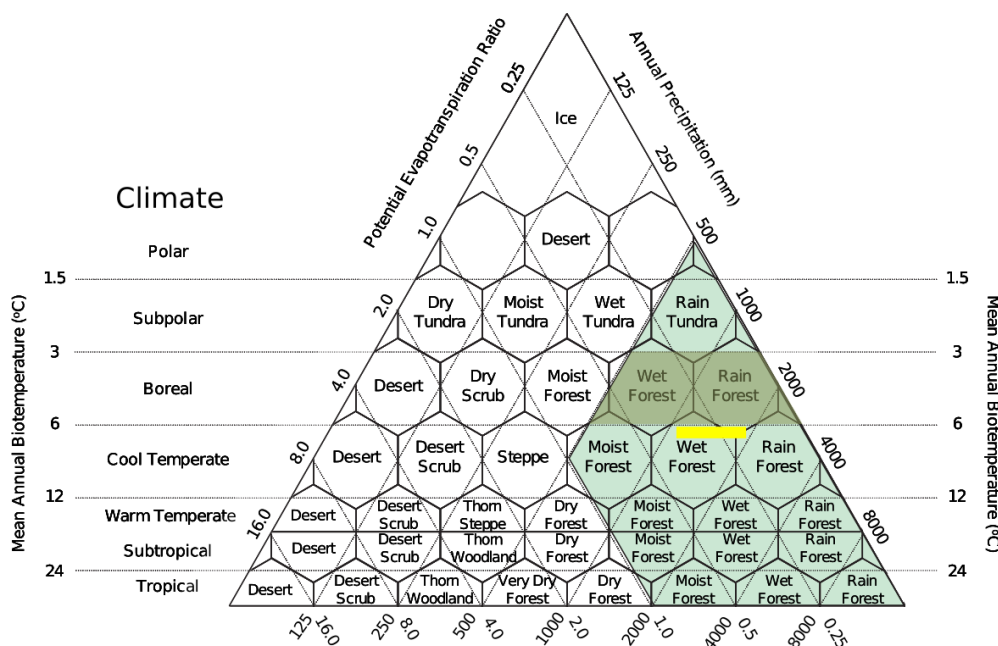


Figure 12 : Diagramme de Holdridge, modifié d'après Wieder et al. (2006), représentant les types de milieux en fonction des types de climats (« Mean Annual Biotemperature (°C) » : Température annuelle moyenne de l'air ; « Potential Evapotranspiration » : Evapotranspiration potentielle, et « Annual Precipitations (mm) » : Cumul de précipitation annuel). La zone colorée en bleu correspond à la distribution des tourbières. Au sein de cette zone, la zone colorée en vert foncé (« Wet Forest » et « Rain Forest ») correspond à la distribution des tourbières boréales. Enfin, la zone colorée en jaune correspond aux conditions rencontrées sur le site étudié dans le cadre de cette thèse, à Frasne.

Deux zones de forte densité de tourbières sont ainsi observées, une première au niveau des hautes latitudes (> N50°) de l'hémisphère nord et une seconde au niveau de la ceinture tropicale (Figure 8). Les climats froids boréaux et (sub)-arctiques limitent la dégradation de la MO et l'évapotranspiration. En revanche, bien que l'évapotranspiration soit très forte au niveau des tourbières tropicales, les cumuls très importants de précipitations contrebalancent ces pertes. De façon plus ponctuelle, il existe des tourbières en dehors de ces deux grands ensembles, comme aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord où la densité de tourbière y est plus faible (Figure 8). La distribution de ces dernières est contrainte par d'autres facteurs comme l'altitude, la topographie ou encore le microclimat qui conditionnent localement la disponibilité en eau. Dans les régions tempérées, de grandes étendues de tourbières sont rencontrées dans les zones littorales où l'apport en eau est facilité par la convergence des grands bassins versants (Fraser et Keddy, 2005). Outre ces grandes étendues, les tourbières de moyennes latitudes en contexte continental et montagneux occupent principalement des petites superficies. Ces tourbières sont parfois qualifiées de relictuelles de la dernière époque glaciaire dans le paysage, de par la végétation qui les compose (Manneville et al., 2006).

En fonction de la localisation des tourbières dans le monde, la végétation edificatrice de la tourbe et par conséquent le type de tourbe ne sont pas les mêmes (Joosten, 2016; Manneville et al., 2006). Les sphaignes (*Sphagnum spp.*) occupent une place prépondérante dans la végétation des tourbières de l'hémisphère nord

(Rydin et al., 2006; Vitt et House, 2021). Ce travail de thèse s'appuie sur la compréhension du fonctionnement d'une tourbière « à sphaignes ». Par conséquent, un point d'attention est donné sur le fonctionnement propre des sphaignes dans les tourbières.

2.5 La sphaigne : espèce-ingénieur d'un milieu « extrême »

Le genre *Sphagnum* fait partie de la classe des bryophytes et se distingue des autres mousses par ses propriétés physiologiques et morphologiques (Manneville et al., 2006). Les sphaignes ne possèdent pas de racines, ni de phloème et de xylème, qui sont caractéristiques des plantes vasculaires. Les sphaignes se caractérisent par deux niveaux distincts (Figure 13), un niveau supérieur appelé capitulum correspondant à la zone la plus active de croissance, et un niveau inférieur, la tige (Chiapusio et al., 2013; Weston et al., 2015). La partie supérieure de la tige est vivante tandis que la partie inférieure est morte et correspond à la MO qui va former la tourbe (partie inférieure non visible sur la Figure 13).

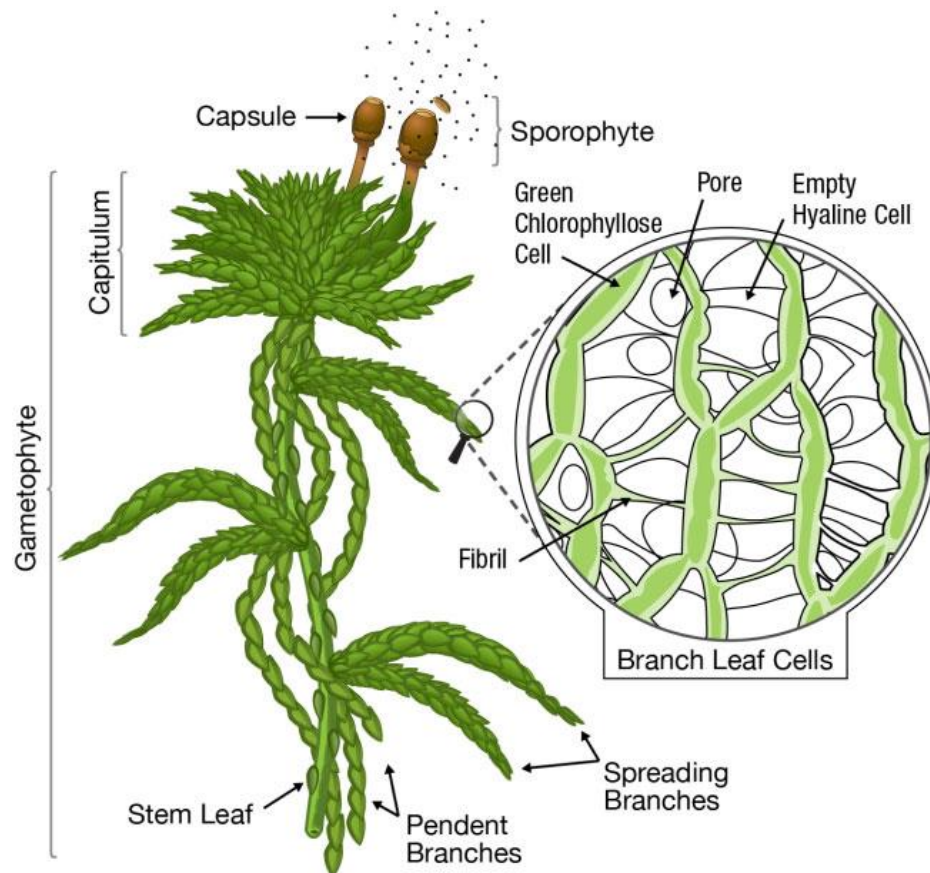


Figure 13 : Représentation schématique d'une sphaigne (Weston et al., 2015).

Les sphaignes possèdent des propriétés physiques et physiologiques propres qui leur permettent de se développer dans les tourbières en auto-entretenant les spécificités du milieu dans lequel elles évoluent. L'impact significatif et durable de ces plantes sur leur milieu de vie permet de qualifier les sphaignes d'espèce-ingénieur. D'abord, nécessitant des conditions saturées en eau, les sphaignes sont caractérisées par une forte rétention de l'eau dans leurs cellules hyalines, leur permettant ainsi de supporter les assèchements temporaires. L'eau pouvant être contenue par les sphaignes représente entre 15 et 20 fois la masse sèche de la plante (Rydin et al., 2006). Par ailleurs, elles tirent profit d'un environnement acide, pauvre en nutriment et oxygène tout en entretenant les caractéristiques de ce milieu pour empêcher la « concurrence » de se développer (Clymo et Hayward, 1982). Par exemple, les sphaignes appauvrissent le milieu en nutriments en captant les cations tout en relarguant des ions H^+ . Cet échange a pour effet d'acidifier le milieu. Les sphaignes

produisent également des composés phénoliques, certains constituant les tissus des sphaignes, et d'autres libérés dans l'eau sous forme soluble (Rasmussen et al., 1996). Ces composés phénoliques, principalement ceux constituant les tissus, sont fortement récalcitrants à la décomposition de la MO et participent à la capacité de séquestration du carbone des tourbières à sphaignes. Les composés phénoliques solubles possèdent un effet inhibiteur à la fois sur (i) les enzymes impliquées dans leur décomposition, *e.g.* les enzymes extracellulaires phénoloxydases, et (ii) la germination de plantes vasculaires (Chiapusio et al., 2013; Jassey, 2011). Les sphaignes contiennent peu d'azote (fort rapport C/N) ce qui limite davantage leur décomposition (Vitt et House, 2021). De plus, pour faire face à la faible disponibilité en nutriments de leur milieu de vie, les sphaignes possèdent un microbiome particulier caractérisé par des symbioses avec des bactéries leur permettant de fixer de l'azote et du carbone (Kostka et al., 2016; Raghoebarsing et al., 2005; Figure 14). Comme les sphaignes n'ont pas de racines, une partie de ces activités symbiotiques se déroule dans les cellules hyalines. Ces cellules sont en effet caractérisées par un pH plus élevé que le milieu de vie de la plante, favorisant ainsi le développement de micro-organismes symbiotiques (Kostka et al., 2016).

L'activité microbienne n'est pas restreinte aux sphaignes elles-mêmes. En effet, bien que longtemps considéré comme pauvre en micro-organismes à cause de l'acidité du milieu, l'environnement des sphaignes est en réalité très riche en micro-organismes qui participent entre autre aux cycles du carbone et de l'azote (Gilbert et al., 1998). Ainsi, au-delà des espèces présentes en leur sein, les sphaignes sont aussi le support de tout un cortège de microorganismes : bactéries, cyanobactéries, microalgues, protistes hétérotrophes, micro-métazoaires et champignons (Gilbert et al., 1998; Gilbert et Mitchell, 2006). Les sphaignes et l'ensemble des micro-organismes qui y sont associés constituent un micro-écosystème appelée la « sphagnosphère » (Chiapusio et al., 2013; Jassey, 2011). Une partie des micro-organismes dégrade la MO (respiration hétérotrophe) tandis que d'autres, comme les sphaignes, sont des producteurs primaires (*e.g.*, les microalgues).

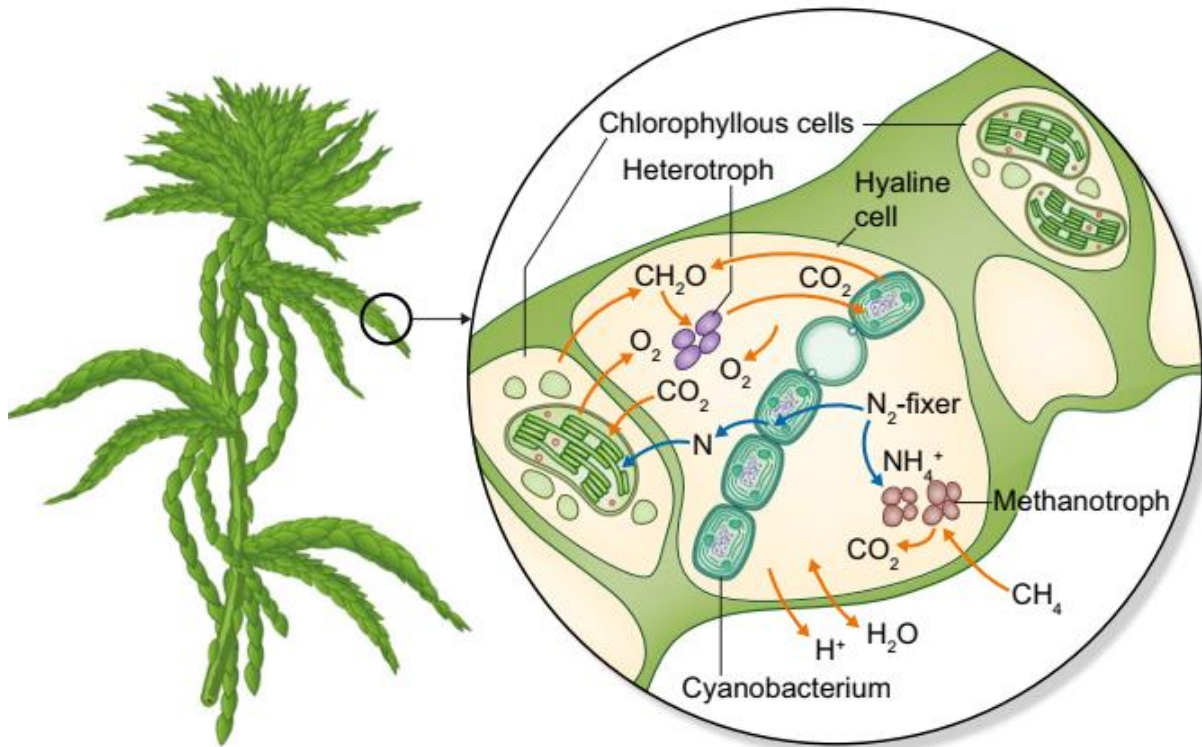


Figure 14 : Schéma illustrant les activités endosymbiotiques dans les sphaignes (Kostka et al., 2016).

2.6 Hétérogénéités spatio-temporelles des propriétés physiques de la tourbe

2.6.1 Un gradient vertical marqué

L'accumulation de tourbe se fait de manière stratifiée : les nouvelles générations de végétaux, en particulier de sphaignes, prennent place sur les anciennes, mal ou peu dégradées qui constituent un substrat majoritairement saturé en eau. Consécutivement, le phénomène de tassement entraîne une augmentation de la densité de la MO accumulée en profondeur et par conséquent une diminution de sa conductivité hydraulique à saturation (K_s , Figure 15, Boelter, 1965). Ce gradient vertical est décelable du point de vue du degré de décomposition de la tourbe (Figure 15), ou degré d'humification, qui conditionne également les propriétés physiques de la tourbe (porosité, K_s , densité ; Boelter, 1965; Kaila, 1956). De manière générale, le degré d'humification a tendance à augmenter avec la profondeur et donc l'âge de la tourbe (Zaccone et al., 2018). Cependant, ce n'est pas toujours le cas car d'autres paramètres influencent le degré d'humification tels que les changements de type de végétation, de conditions hydroclimatiques (températures, altitude de la nappe) qui conditionnent la nature et le taux de décomposition de la MO (Zaccone et al., 2018 et références associées). Les activités anthropiques peuvent également bouleverser le gradient vertical d'humification. Par exemple, le drainage, se traduisant par l'oxygénation des niveaux de tourbe de surface, accélère l'humification de la tourbe en surface comme cela a pu être montré dans une tourbière du Jura par Chapman et al. (2003).

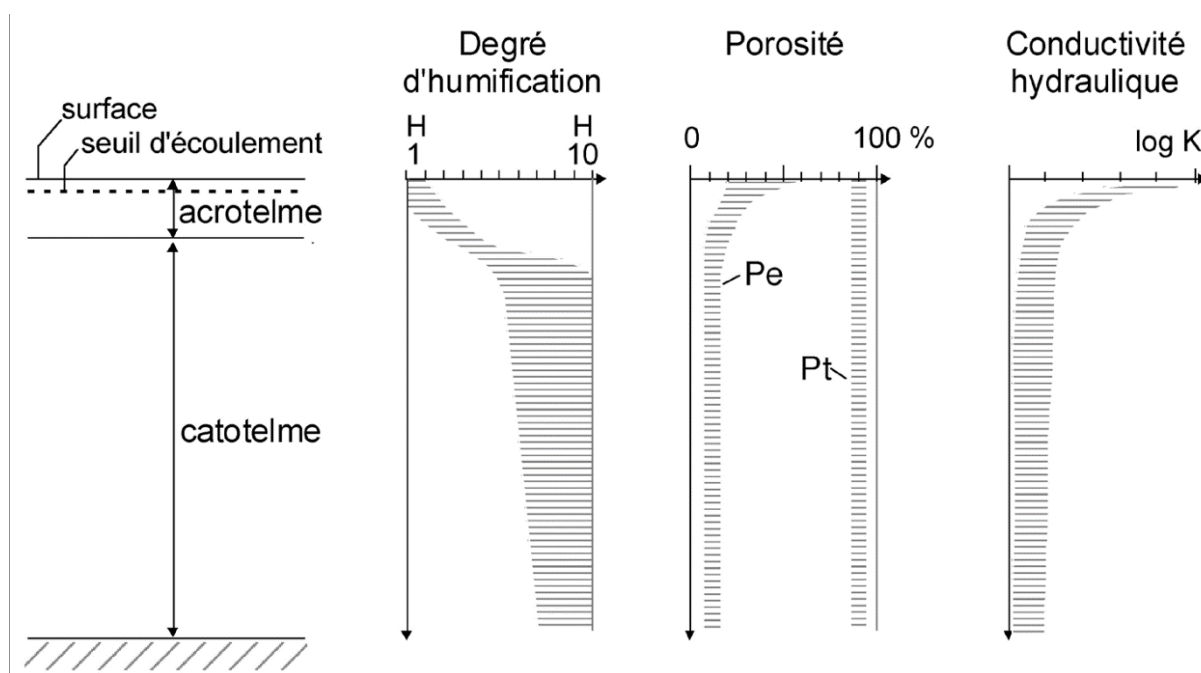


Figure 15 : Profil schématique vertical des caractéristiques physiques d'une tourbière. « H » est le degré d'humification ; « K » est la conductivité hydraulique à saturation ; « Pt » est la porosité totale, et « Pe » est la porosité efficace (Wastiaux, 2008).

Dans le cas de tourbe essentiellement issue du développement de sphaignes, comme c'est le cas de la tourbière active du Forbonnet, la tourbe en surface généralement la moins humifiée, a une texture dite fibrique (taux de fibre > 40 %) et est de couleur blonde (Figure 16). Lorsque cette tourbe s'humifie davantage, elle peut atteindre une texture dite saprique, ne contenant plus de fibre visible et un taux de matière minérale plus important (Manneville et al., 2006). Le stade mésique est un degré d'évolution de la tourbe intermédiaire. Cette vision est assez simplifiée car il existe en réalité des nuances au sein des trois types de tourbe décrites ci-dessus qui dépendent entre autres du type de végétation et des pressions que la tourbe a pu subir (drainage par exemple). Ainsi, Gobat et al. (1991) ont proposé une classification plus détaillée considérant la taille des particules présentes dans la tourbe nommée « triangle granulométrique pour les tourbes ».

Outre le degré d'humification de la tourbe, la nature des végétaux qui la constitue influence le type de tourbe. La tourbe formée d'éricacées et de débris ligneux est de couleur brune avec une texture évoluant de mésique à saprique. Parallèlement, Loisel et al. (2014) rapportent que la présence ou non de sphaignes dans la tourbe en influence les propriétés physiques. *In fine*, c'est à la fois la combinaison du type de tourbe et de son degré d'humification qui contrôle ses propriétés physiques (Baize et Girard, 2009).

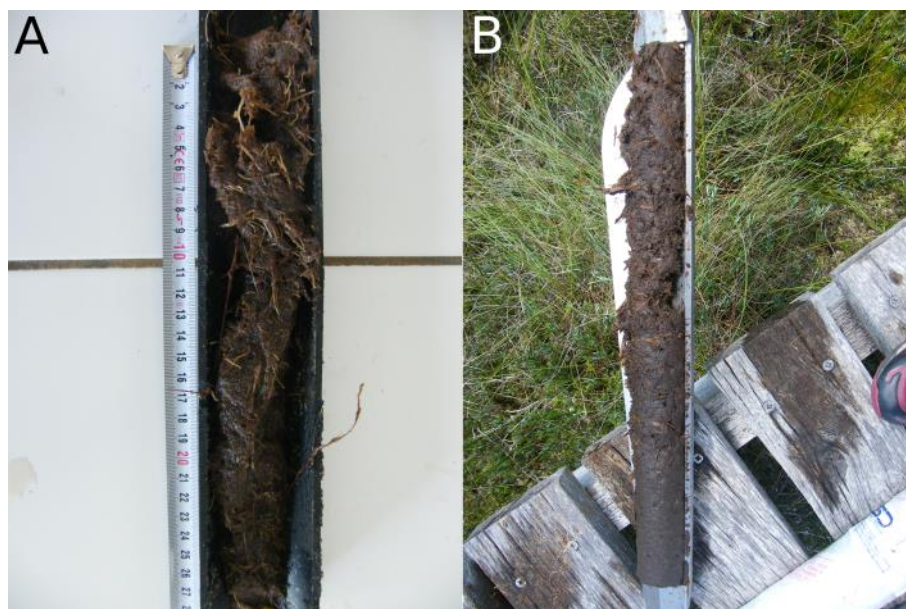


Figure 16 : Carotte de tourbe prélevée au Forbonnet au niveau de la plateforme scientifique. A : Tourbe blonde fibrique correspondant aux 30 premiers centimètres de tourbe par rapport à la surface. B : Tourbe blonde fibrique présentant un gradient d'humification du haut de l'image (50 cm de profondeur) au bas de l'image (100 cm de profondeur).

Les contrastes verticaux observés depuis longtemps sur le terrain ont aboutis à la définition du « modèle diplotelmique » pour décrire la structuration verticale de la tourbe (Figure 15), sur la base des concepts définis par Boelter (1965) ou Ivanov (Randall, 1983), puis Ingram (1978) et Clymo (1984) qui ont proposé et contribué à une large diffusion du terme. Ce modèle a ensuite été repris par de nombreux auteurs (Baird et al., 2016; Bertrand et al., 2021, 2012; Binet et al., 2013; Duranel et al., 2021; Holden et Burt, 2003; Lhosmot et al., 2021; Morris et al., 2011; Oosterwoud et al., 2017; Wastiaux, 2008). Le modèle diplotelmique - acrotélme/catotélme est un modèle simple selon 1 dimension dont les deux niveaux sont définis de la façon suivante (Figure 15) :

- ➔ L'acrotélme correspond au niveau de tourbe de surface qui supporte l'activité des plantes. Il est peu épais (quelques décimètres), très poreux et a un fort K_s . L'activité des plantes et l'apport d'oxygène favorise la dégradation de la MO.
- ➔ Le catotélme correspond aux niveaux de tourbe sous-jacents à l'acrotélme et peut atteindre plusieurs mètres. Il est saturé en permanence en eau. La perméabilité, la porosité sont plus faibles.

Pour chaque niveau, la tourbe est caractérisée par une double porosité, *i.e.* une porosité inactive et une porosité active ou efficace, où l'ensemble constitue la porosité totale (Hoag et Price, 1997; Ours et al., 1997). La porosité totale peut dépasser 90 % en surface et diminue avec la profondeur pour atteindre des valeurs de l'ordre de 70 % (Boelter, 1965; Ours et al., 1997). La porosité efficace dans l'acrotélme est variable (entre 37 et 80 %), valeurs moyennes mesurées d'environ 50 % (Hoag et Price, 1997; Quinton et al., 2008, 2000) et diminue également avec la profondeur. Hoag et Price (1997) reportent par exemple des valeurs de 12 % à 60 cm de profondeur.

En ce qui concerne le K_s de la tourbe, un fort gradient vertical est observé au sein de l'acrotélme, avec des valeurs passant d'environ 10^{-2} à 10^{-3} m s^{-1} pour les premiers centimètres de tourbe à des valeurs de 10^{-5} à 10^{-8} m s^{-1} à 50 cm de profondeur (Fraser et al., 2001; Morris et al., 2015; Quinton et al., 2008). Néanmoins, certaines études comme Bromley et al. (2004) mesurent des différences moins importantes avec des valeurs de $4 \cdot 10^{-5}$ m s^{-1} dans les 10 premiers centimètres de tourbe et plus en profondeur des valeurs de l'ordre de $2 \cdot 10^{-5}$ m s^{-1} . La microtopographie influence également le K_s . Par exemple, Morris et al. (2015) mesurent dans les premiers centimètres de tourbe un K_s supérieur dans les buttes (hummocks), atteignant $2,7 \cdot 10^{-2}$ m s^{-1} , contre une atteignant $2,7 \cdot 10^{-3}$ dans les dépressions (hollows). Le K_s est également caractérisé par une forte anisotropie : le K_s horizontal est généralement plus important que le vertical, bien que cela ne soit pas observé dans toutes les études (Beckwith et al., 2003; Boelter, 1965).

Ces considérations physiques et hydrologiques permettent d'entrevoir que l'acrotélme et le catotélme ont des rôles différents dans le cycle du carbone d'une tourbière (section 2.7 de ce chapitre). D'une part, la nature de la MO influence sa capacité à être dégradée. En surface, la MO est davantage labile, c'est-à-dire facilement décomposable, tandis qu'elle est davantage récalcitrante en profondeur (Artz et al., 2006; Delarue, 2010). D'autre part, les conditions de saturation du milieu (ponctuellement oxygéné en surface anaérobie dans le catotélme) contrôlent les conditions redox et donc, les activités des micro-organismes qui sont des paramètres clés dans les processus de dégradations de la MO (respiration aérobie, anaérobie ; Andersen et al., 2013; Limpens et al., 2008).

Le modèle diplotelmique est couramment utilisé dans la littérature sur les tourbières, notamment parce que sa simplicité permet à la communauté scientifique d'avoir des termes communs pour échanger (Morris et al., 2011). Cependant, bien qu'il permette en première approximation de bien appréhender les propriétés physiques de la tourbe selon un axe vertical ou encore les flux d'eau dans une tourbière, ce modèle doit être utilisé avec précaution (Baird et al., 2016; Morris et al., 2011). En effet, des phénomènes de macroporosité comme des conduits d'eau préférentiels (« pipe ») observés dans le catotélme peuvent constituer des contre-exemples au concept diplotelmique (Holden, 2005; Morris et al., 2011). Par ailleurs, dans la pratique, la définition de la limite entre l'acrotélme et le catotélme peut varier en fonction des critères utilisés (profondeur de la nappe maximum, propriétés physiques, degré d'humification, conditions oxygène/anoxiques etc ; Morris et al., 2011). Enfin, certains auteurs décrivent parfois une structuration basée sur 3 niveaux verticaux qui a été introduite par Clymo et Bryant (2008). On retrouve comme dans le modèle diplotelmique l'acrotélme et le catotélme, mais séparés par un niveau de transition nommé mesotélme qui est caractérisé par une décomposition intense (Tfaily et al., 2014). Du point de vue hydrologique et selon la définition du modèle diplotelmique ce niveau correspond à la partie base de l'acrotélme, c'est-à-dire la zone de battement saisonnière de la nappe d'eau.

2.6.2 Variations horizontales

Bien qu'étant une couche relativement fine par rapport à l'épaisseur totale de tourbe, l'acrotélme joue un rôle important pour les transferts d'eau latéraux au sein d'une tourbière et influence la mise en place de microhabitats (Evans et al., 1999; Holden et Burt, 2003; Wastiaux, 2008) par exemple sous l'influence de la microtopographie. Ainsi, Oosterwoud et al. (2017) ont mis en évidence que les processus d'écoulement de l'eau sont en partie contrôlés par les connexions hydrauliques entre les zones dépressionnaires (« hollows »), alors que les zones surélevées (« hummocks ») sont partiellement déconnectées de ces écoulements.

2.6.3 Variations temporelles

Au-delà des flux latéraux, l'acrotélme possède des propriétés élastiques lui permettant de se rétracter ou de gonfler en fonction des conditions hydrologiques pour maintenir la végétation proche de la nappe d'eau (Howie et Hebda, 2018; Morton et Heinemeyer, 2019). Appelé « Bog breathing » (Duranel, 2016; Howie et Hebda, 2018; Morton et Heinemeyer, 2019), ce phénomène consiste au fait que le niveau de tourbe de surface soit capable de se rétracter en période sèche et de gonfler en période humide (parfois plusieurs dizaines de centimètres) pour maintenir la profondeur de la nappe d'eau toujours à la même distance. L'intensité de ce phénomène est reliée aux variations du niveau piézométrique (Duranel, 2016). Cependant, si l'amplitude des variations est trop importante ou que la tourbière est asséchée (drainage par exemple), cette couche de surface perd ses propriétés élastiques et n'assure plus le phénomène de « Bog breathing » (Howie et Hebda, 2018). Également, une tourbière dégradée peut perdre son acrotélme (tourbière dite haplotelmique) et donc ses capacités à s'adapter aux variations hydrologiques.

La conductivité hydraulique de la tourbe est également sujette à des variations temporelles notamment liées aux variations de pressions exercées par le méthane piégé dans la tourbière (Glaser et al., 2021; Kettridge et al., 2012). D'une part, Kettridge et al. (2012) ont montré que le K_s varie de manière saisonnière. En été, la forte production de méthane associée à la compression de la tourbe entraîne une diminution du K_s de la tourbe d'un ordre de grandeur, limitant ainsi les exports d'eau de la tourbière. Au contraire, en hiver, la production plus faible de méthane ainsi que l'augmentation de l'altitude de la nappe d'eau diminuent la contrainte et donc permettent une augmentation de K_s , favorisant les exports d'eau de la tourbière. Glaser et al. (2021) ont montré que le méthane sous pression peut localement faire augmenter le K_s lors de panaches de bulles de gaz libérés d'un niveau profond confiné ou par des conduits préférentiels dans lesquels les bulles de gaz circulent.

2.7 Eau, carbone, végétation : un équilibre complexe

2.7.1 L'accumulation de la tourbe : un rôle sur le climat

La productivité primaire brute, liée à l'activité photosynthétique, permet de capter le carbone atmosphérique (CO_2) sous forme de matière organique (MO). La vitesse et l'intensité de la dégradation de la MO (végétale, micro-organismes) résulte d'une multitude de processus liés aux conditions abiotiques (température, profondeur de la nappe, pH) et biotiques (type de végétation, communautés microbiennes et fongiques) du milieu (Andersen et al., 2013; Briones et al., 2022; Delarue, 2010; Jassey, 2011). L'ensemble des facteurs de contrôle biotiques et abiotiques sont régis à différentes échelles, de l'échelle globale à l'échelle locale. La Figure 17 illustre ainsi ces différentes échelles :

- (1) Influence de facteurs globaux (climatiques) tels que la température de l'air et le régime de précipitations sur l'activité végétale, des micro-organismes et sur la profondeur de la nappe. La radiation solaire, dépendante de la latitude et de la saison, contrôle la durée de l'activité végétale. La distribution du pergélisol (ou permafrost) est également un facteur de contrôle prépondérant dans les hautes latitudes. Par exemple, la présence du pergélisol contraint le cycle du carbone dans les tourbières puisqu'il limite fortement la dégradation de la MO.
- (2) Influence de l'échelle régionale tels que la connexion hydraulique à d'autres écosystèmes (degré de résilience du système) et les impacts anthropiques (apports de nutriments, drainage, pâturage). Le drainage des tourbières augmente la dégradation aérobie de la MO (émissions de CO_2) et favorise également le développement des incendies de tourbières (fréquence et intensité, Turetsky et al., (2015)).

- (3) Influence de multiples facteurs locaux relatifs au type de tourbière (genèse, mode d'alimentation en eau, etc) et au degré d'anthropisation (dégradée, restaurée, non ou peu impactée). L'ensemble de ces facteurs locaux est influencé par les contraintes globales et régionales.

La réponse en terme de flux de carbone des tourbières vis-à-vis des différents facteurs de contrôle constitue une rétroaction puisque la quantité de GES dans l'atmosphère est directement reliée au climat (IPCC, 2022). Ainsi, la dynamique du carbone dans les tourbières joue un rôle sur le système climatique (émissions directes et indirectes, e.g. fluviaux) et par conséquent (effet cascade) sur le fonctionnement des écosystèmes à l'échelle régionale (Figure 17).

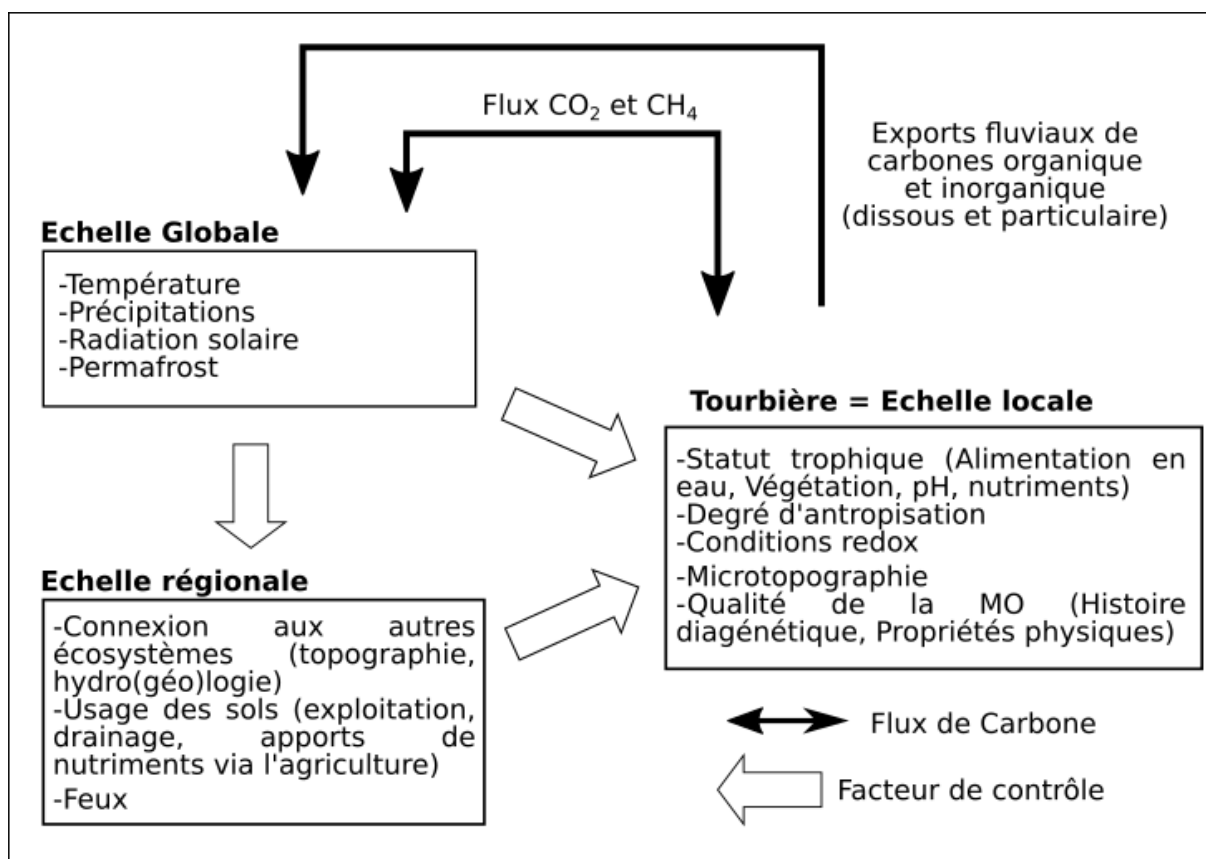


Figure 17 : Schéma illustrant les différentes échelles impactant le fonctionnement des tourbières. Modifié d'après Limpens et al., (2008) et Delarue (2010).

A l'échelle des derniers millénaires, les tourbières ont séquestré du carbone atmosphérique sous forme de tourbe et joué le rôle de puits de carbone. Recouvrant moins de 3 % des surfaces émergées, le stock de carbone contenu dans les tourbières de l'hémisphère nord (~500-600 Gt de C) correspond à environ 25-30 % du carbone organique des sols à l'échelle globale (~2060 ± 215 Gt C, Batjes, 2016), ce qui représente environ 75 % du carbone contenu dans l'atmosphère (Gorham, 1991; Xu et al., 2018a; Yu et al., 2010). De récentes estimations suggèrent que ce stock pourrait être beaucoup plus important, entre 545 et 1055 Gt de carbone (Nichols et Peteet, 2019). A l'échelle des derniers millénaires le taux de séquestration de carbone dans les tourbières n'a pas été constant dans le temps et est corrélé aux variations climatiques comme en témoigne l'étude des carottes de tourbe (Loisel et al., 2014). A des échelles de temps plus courtes (interannuelle, annuelle, saisonnière) la variabilité des conditions hydrologiques, photosynthétiques ou encore de température peut faire fluctuer le bilan des échanges de carbone entre la tourbière et l'atmosphère (Nugent et al., 2018). Ces échanges correspondent à des variations du stock de carbone en fonction du temps et font directement référence à la question du bilan carbone d'une tourbière. Le bilan carbone considère à la fois les

flux horizontaux associés aux flux d'eau exportés de la tourbière et aux flux verticaux de GES entre la tourbière et l'atmosphère (Figure 18). De part ces échanges de GES avec l'atmosphère, les tourbières impactent le bilan radiatif terrestre (Frolking et al., 2011, 2006).

Outre les flux de GES carbonés, les tourbières émettent un autre gaz à effet de serre, le protoxyde d'azote (N_2O). Les émissions de N_2O sont considérées comme relativement faible dans les tourbières non dégradé (au regard des autres GES) mais cependant augmentent avec le drainage (Sonja et Leifeld, 2022; Tiemeyer et al., 2016). En effet, les émissions sont positivement corrélées avec la quantité d'azote et la profondeur de la nappe d'eau (Liu et al., 2020). Par ailleurs, les flux de N_2O peuvent être différent en fonction du type de tourbière. Par exemple, Schaller et al. (2022) mesurent pour un haut marais restauré en contexte tempéré des émissions significatives de N_2O vers l'atmosphère. A l'inverse, Windham-Myers et al. (2018) mesurent pour une tourbière côtière restaurée une fonction puits de N_2O . L'évaluation des échanges de N_2O n'a pas été développé dans ce travail de thèse qui s'est concentré sur les échanges de GES carbonés (CO_2 et CH_4).

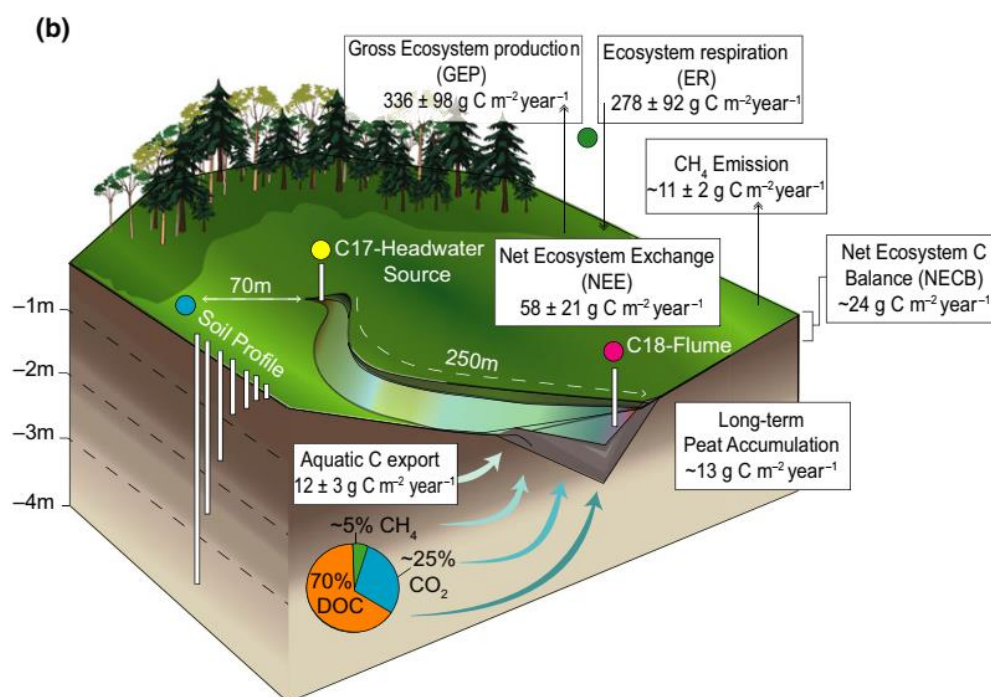


Figure 18 : Schéma illustrant les principales composantes du bilan carbone d'une tourbière, d'après Campeau et al. 2017.

2.7.2 Flux horizontaux de carbone

L'eau exportée d'une tourbière est chargée en carbone inorganique et en carbone organique particulaire ou dissous (Hope et al., 2001; Limpens et al., 2008). Quantitativement, la fraction organique du carbone exportée par les tourbière est généralement supérieure à celle inorganique et représente près de 70 % des exports (Campeau et al., 2017; Figure 18). De manière similaire, Leach et al. (2016) montrent pour une tourbière au nord de la Suède que le carbone organique exporté représente entre 63 et 79 % de l'export total de carbone annuel sur 12 années de mesure. Ces mêmes auteurs montrent que les exports de carbone fluviaux représentent entre 12 et 50 % des flux de GES entre la tourbière et l'atmosphère pour la plupart des années de mesure, avec un pic entre 60 et 93 % lors d'une année caractérisée par un été sec (faible séquestration de CO_2) et un automne très humide (fort export horizontaux).

La quantité de carbone exportée varie fortement dans le temps et est la plus forte lors d'évènements de crue (Buzek et al., 2019; Gandois et al., 2021). Par exemple, Rosset et al. (2019) montrent dans une tourbière de moyenne montagne des Pyrénées que 46,3 % du carbone organique est exportée durant les périodes de crue (9 % du temps dans cette étude). Buzek et al. (2019) montrent avec une approche isotopique (^{13}C) que le carbone organique dissous (DOC) exporté en période de crue ($\sim 20\text{-}30\text{ mg/L}$) correspond à de la MO issue de l'acrotélme tandis qu'en période basse eau ($\sim 2\text{-}10\text{ mg/L}$) la MO provient d'horizons plus profonds. De plus, la source et la temporalité de DOC semblent dépendre de l'état de dégradation de la tourbière. Bernard-Jannin et al. (2018) montrent que dans le cas d'une tourbière drainée le DOC ne provient plus exclusivement de l'acrotélme mais principalement des niveaux de tourbe profonds où les exports sont répartis de manière plus continue dans le temps que dans le cadre d'une tourbière non-dégradée.

Outre l'aspect temporel, Wallin et al. (2010) montrent que la concentration en CO_2 dans les cours d'eau en Suède est positivement corrélée à la surface de tourbière présente dans le bassin versant. Rosset et al. (2019) montrent pour une tourbière de moyenne montagne occupant seulement 3 % de la surface du BV que les exports de DOC constituent 63 % des exports de DOC dans le cours d'eau drainant le BV.

Enfin, le carbone exporté à travers les flux d'eaux rejoint les hydrosystèmes aval. Le carbone organique est une source de nutriments pour de nombreux micro-organismes dont leur respiration produit du CO_2 (Futter et al., 2007; Rasilo et al., 2017). En effet, la présence d'oxygène dans les cours d'eau facilite la minéralisation du DOC (production de CO_2). L'autre principal puits de DOC est sa photo-oxydation dans les cours d'eau (Jones et al., 2016; Rasilo et al., 2017). Enfin, une partie du carbone organique, lorsqu'il est sous forme particulaire, peut sédimenter au fond des cours d'eau (Futter et al., 2007). En ce qui concerne les exports de méthane dissous, il peut être oxydé (production de CO_2) du fait de la présence d'oxygène ou dégazé par gradient de concentration avec l'atmosphère (Rasilo et al., 2017). Enfin, l'export de carbone inorganique dissous influence la pCO_2 dans les cours d'eau. La sursaturation en CO_2 se traduit par un net export de CO_2 vers l'atmosphère (Billett et al., 2004; Billett et Moore, 2008; Richey et al., 2002; Whitfield et al., 2010).

2.7.3 Flux verticaux de GES carbonés

En parallèle de jouer un rôle sur les flux d'eau, la structuration verticale d'un profil de tourbe est associée à des processus spécifiques sur le cycle du carbone contrôlant la production et l'export de CO_2 et de CH_4 vers l'atmosphère (Clymo et Bryant, 2008; Clymo et Pearce, 1995).

L'acrotélme est caractérisé par l'occurrence de conditions aérobies. D'une part, il est ponctuellement aéré à cause des variations de la profondeur de la nappe d'eau. D'autre part, il est le siège à la fois de l'activité photosynthétique des plantes et de micro-organismes (mixotrophes et phototrophes). La présence d'oxygène permet la respiration hétérotrophe de la MO qui est responsable de flux verticaux de CO_2 en direction de l'atmosphère. La température est également un proxy prépondérant puisqu'elle contrôle l'activité de ces microorganismes (Andersen et al., 2013). De plus, la MO produite en surface par l'activité photosynthétique comporte une proportion de MO labile facilement accessible pour la respiration aérobie (Delarue, 2010). Enfin, la présence d'oxygène est également responsable de l'oxydation du CH_4 dans l'acrotélme (Lai, 2009).

En profondeur, la saturation permanente du milieu limite très fortement la respiration aérobie. Des processus de fermentation produisant du CO_2 se mettent alors en place (Corbett et al., 2013). La population de micro-organismes est donc radicalement différente et respire d'autres accepteurs d'électrons que l'oxygène. En fonction du degré de réduction du milieu, la respiration anaérobie peut conduire à la respiration du CO_2 entraînant la production de CH_4 (Lai, 2009). Trois processus de transport du CH_4 dans les tourbières sont rencontrés : (1) la diffusion par gradient de concentration de son lieu de production vers l'atmosphère, (2) l'ébullition (formation de bulles) également contrôlée par gradient de concentration et (3) le transport par

les tissus aerenchymes des plantes (Chanton, 2005; Chanton et Dacey, 1991; Le Mer et Roger, 2001; Sebacher et al., 1985; Windsor et al., 1992). L'ébullition se forme à cause de la très faible solubilité du CH₄ dans l'eau comparé au CO₂, qui est environ 500 fois plus soluble (Yamamoto et al., 1976). L'ébullition (flux rapide) ainsi que le transport par les plantes (méthane isolé et confiné dans les tissus) sont deux processus qui permettent au CH₄ d'éviter son oxydation dans l'acrotélme au contraire des flux par diffusion. La contribution effective de chacun de ces processus aux flux mesurés à la surface dépend de nombreux paramètres (couvert végétal, épaisseur de l'acrotélme, température, variation de pression atmosphérique, communautés méthanotrophes, propriétés physiques de la tourbe, etc) et par conséquent peut être très variable (Chanton, 2005; Lai, 2009; Stępniewska et Goraj, 2014; Yu et al., 2014). Dans le cas de bas marais (fen) dominés par des plantes vasculaires, ces dernières semblent jouer un rôle prépondérant dans les émissions de CH₄. En effet, Waddington et al. (1996) montrent que la contribution des plantes vasculaires peut être de l'ordre de 55 à 85 % (*Eriophorum vaginatum*) ou 30 % (*Carex Rostrata*) tandis que Whiting et Chanton (1992) observent une contribution des plantes (*Carex Limosa et Rostrata*) dans un fen encore plus importante (94 %). Au contraire, Lansdown et al. (1992) mesurent dans un haut marais tempéré que les flux par ébullition contribuent à hauteur de 89 % des émissions de CH₄. Enfin, Christensen et al. (2003) montrent, dans une expérience en laboratoire (monolithe de tourbe), que l'ébullition représente de 18 à 50 % du flux total de CH₄ et est inversement proportionnelle à la densité de plante vasculaire.

Les flux verticaux de GES sont mesurés à l'interface entre la tourbière et l'atmosphère et intègrent donc l'ensemble de la colonne de tourbe :

- ➔ Pour le CO₂, cela intègre la séquestration de CO₂ (photosynthèse végétale et microbienne) et les émissions de CO₂ qui comprennent la respiration autotrophe liée à la respiration des plantes elles-mêmes, et la respiration hétérotrophe liée à la respiration de la biomasse microbienne à différentes profondeurs dans le corps tourbeux (Figure 19, Dyukarev et al., 2018; Jassey et al., 2015).
- ➔ Pour le CH₄, les flux mesurés intègrent la production de CH₄ dans le catotélme et son oxydation en CO₂ principalement dans l'acrotélme (Figure 19, Lai, 2009). Les sphaignes sont également capables d'oxyder le CH₄ grâce à des bactéries endosymbiotiques dans leurs cellules hyalines (Kostka et al., 2016; Raghoebarsing et al., 2005). Il existe également des processus d'oxydation du CH₄ dans des conditions anaérobies en présence d'autres accepteurs d'électrons comme les sulfates (Smemo et Yavitt, 2011) ou les nitrates (Shi et al., 2017).

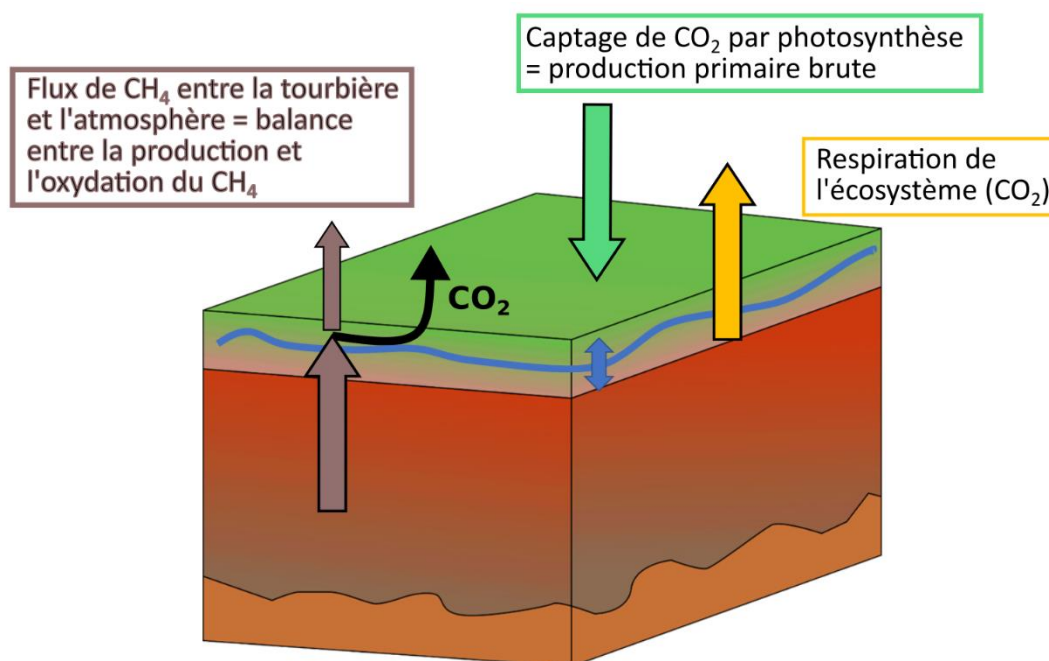


Figure 19 : Schéma illustrant les flux verticaux de CH_4 - CO_2 entre les tourbières et l'atmosphère. La production primaire brute (GPP) est la combinaison de la photosynthèse des végétaux et de l'activité microbienne (phototrophes et mixotrophes). La flèche noire matérialise le CO_2 produit par l'oxydation du CH_4 . Le trait bleu matérialise le toit de la nappe.

L'ensemble des processus présentés ci-dessous en lien avec le cycle du carbone sont étroitement liés avec la géochimie des eaux (pH, nutriments) qui influence les cycles biogéochimiques dans les tourbières mais aussi les communautés végétales et microbiennes (Andersen et al., 2013; Bragazza et al., 1998; Gogo et al., 2010; Larocque et al., 2016). Par exemple, le pH peut influencer les communautés d'archées productrices de CH_4 et par conséquent les voies métaboliques de sa production qui y sont associées (Alstad et Whiticar, 2011; Ye et al., 2012; Zhang et al., 2020). Dans certaines conditions, la présence de nitrate et/ou de sulfate peut inhiber la production de CH_4 et même favoriser son oxydation (Gauci et al., 2002; Kang et Freeman, 2002; Koebisch et al., 2019; Reddy et DeLaune, 2008; Shi et al., 2017).

3 Les tourbières : de ressources exploitables de second choix à socio-écosystèmes à haute valeur ajoutée

Durant les derniers siècles, la tourbe a été exploitée comme combustible en complément du bois lorsque celui-ci venait à manquer. A travers le drainage des tourbières, ces dernières ont également été utilisées dans l'agriculture (pâturage) ou encore dans la sylviculture. Par exemple, dans l'ouvrage « Géographie du Doubs » de 1899 (Joanne, 1899), les tourbières sont mentionnées dans la partie « Industrie, Mines » ce qui témoigne du changement de point de vue opéré au cours de ce siècle. Il est par exemple mentionné que dans le département du Doubs, pour la seule année de 1895, 6501 tonnes de tourbe ont été extraites, soit approximativement 3,5 ha de tourbe dans le massif du Jura (Ministère de l'industrie et du commerce, D. des mines et al., 1949). Par ailleurs, un ouvrage de biologie destiné aux candidats du Certificat d'Etudes Physique, Chimie, Biologie, Plantefol, (1963), bien que relatant l'intérêt biologique des sphaignes, rappelle les usages possibles de la tourbe : « On sait que la tourbe, outre son rôle possible comme combustible, est utilisée en chirurgie : on préfère parfois les pansements de tourbe à ceux de coton, comme plus absorbants et plus légers. ». Cette utilisation des tourbières constitue ce que l'on appelle aujourd'hui un service d'approvisionnement.

De par les moyens à déployer pour tirer un service de la tourbe (drainage, extraction), la vision de service était parfois nuancée par une vision négative de ces écosystèmes. Dans Durrafourg et Palacio, (1981), on peut ainsi lire que « *Les tourbières ont toujours présenté un problème pour l'homme. En effet leurs eaux, pourtant abondantes, ne sont que difficilement exploitables ; lors de pompage dans les piézomètres, l'assèchement rapide indique une réalimentation lente due à la faible perméabilité des tourbes. Leur exploitation a imposé le creusement de tranchées qui améliorent quelque peu le drainage.* ». Cet extrait illustre probablement un problème disciplinaire auquel les sciences sont confrontées et le concept de Zone Critique tente de remédier en « *reconnectant les disciplines académiques* » à travers la création de « *plateformes multidisciplinaires centrées sur des sites particuliers et d'observer sur la durée* » (Gaillardet et Boudia, 2021). Ici, seule la ressource directement utilisable est mentionnée, sans prendre en considération les interactions des tourbières avec les autres compartiments de la Zone Critique. Les études scientifiques transdisciplinaires sont en effet nécessaires afin d'aborder les problèmes scientifiques et sociétaux de manière globale et non individuelle.

Au contraire de cette étude très disciplinaire et durant la même période, des études intégrant un spectre plus large sont développées et ont pointé du doigt les liens étroits entre les scientifiques et acteurs du territoire. Le rapport de la Division Protection de la Nature du Centre Technique du Génie Rural des Eaux et des Forêts (CTGREF) sur la tourbière de Frasne (La tourbière de Frasne : Etude et Propositions de Protection) en est une bonne illustration (Division Protection de la Nature du CTGREF, 1976). On peut ainsi lire dans ce document une citation du Professeur Aymonin (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris) qui pourrait être entendue aujourd'hui : « *On doit aujourd'hui, alors que la connaissance des biocénoses et des écosystèmes s'est avancée, alors que les systèmes économiques mondiaux ont considérablement évolué dans le sens des échanges à l'échelle planétaire, tendre, partout où cela se peut, à reconstituer des peuplements qui soient aussi proches que possible des peuplements autochtones les plus équilibrés que l'on connaisse : on se rend compte dans cette optique quelle peut-être l'immense valeur, comme modèle, des « zones protégées » (en particulier des réserves naturelles) qui ont pu être conservées ; on se rend compte aussi de l'indispensable « banque » de gènes que constituent de telles zones. Il s'agit ici de très haute recherche, associant biologistes et techniciens [...]* ». Ce rapport mentionne également que « *Depuis des siècles les zones humides sont l'objet de travaux d'assainissement. Aujourd'hui, face à une régression inquiétante des milieux humides, ce ne sont plus des plans d'assainissement qu'il faut proposer, mais des plans de préservation de tels équilibres naturels.* ».

Le développement des outils scientifiques et des connaissances ont permis de prendre conscience d'autres services apportés à la société par les tourbières, dont l'importance devient capitale dans le contexte de changement climatique actuel (décrits ci-dessous), eux-mêmes altérés par leur exploitation.

En effet, le fonctionnement des tourbières peut être conceptualisé comme une source de services socio-écosystémiques, directs ou indirects, présentant un caractère utile au fonctionnement de notre société, et qui présentent donc une valeur ajoutée. D'après Costanza et al. (2014), l'ensemble des services socio-écosystémiques pour l'année 2011, représenteraient environ 125 000 milliards de dollars, alors que le produit intérieur brute mondial de la même année est de 73 850 milliards de dollars (La Banque Mondiale, 2022). Les zones humides, avec une valeur estimée de 26 400 milliards de dollars, correspondraient ainsi à près d'un cinquième de la totalité des services écosystémiques mondiaux (Costanza et al., 2014). Les services écosystémiques peuvent être classés selon plusieurs types de services, les services de support, de régulation, culturels et d'approvisionnement (Moncorge et Gisbert, 2016). Ces services écosystémiques illustrent les principaux enjeux du 21^{ème} siècle qu'ils soient climatiques, environnementaux, et sociétaux.

Les services de supports sont en particulier caractérisés par les espèces que les tourbières abritent. Bien que de par leurs conditions « extrêmes » (milieu réducteur, acide, parfois froids), les tourbières possèdent généralement un nombre d'espèce moins important qu'un écosystème supporté par un milieu aérobie dans la même région biogéographique (Joosten, 2016), les espèces végétales et microbiennes qu'elles abritent sont très spécifiques à ces milieux. La rareté de ces espèces est d'autant plus remarquée dans les tourbières tempérées qui ne représentent qu'une faible surface des territoires. La fragmentation de ces écosystèmes aux moyennes latitudes est donc un danger quant au maintien de la diversité génétique des espèces qui y sont présentes. Les tourbières jouent un rôle de support de « continuité écologique » puisqu'elles constituent des zones refuges et des corridors écologiques.

Parmi les services de régulation, on retrouve les services qui sont directement reliés au fonctionnement des tourbières. Les tourbières stockent environ 10 % des eaux douces continentales - glaciers exclus - (Joosten et Clarke, 2002). Ce réservoir d'eau joue un rôle important sur le cycle de l'eau de par les processus de dénitrification (Francez et al., 2011; Shi et al., 2017), d'adsorption de métaux (Brown et al., 2000; Ringqvist et al., 2002) ou encore en ralentissant le transfert d'hydrocarbures (Gharedaghloo et Price, 2018). Dans les régions arctiques notamment, les tourbières sont ainsi utilisées pour dépolluer les eaux issues des activités minières chargées en métaux, bien que certaines limites à ces méthodes soient mises en évidence (Khan et al., 2019). L'eau issue des tourbières est une ressource en eau potable qui selon les régions du monde peut avoir une importance plus ou moins forte (Xu et al., 2018b). Par exemple, en Irlande et au Royaume-Uni 85 % de l'eau potable est issue des tourbières (Xu et al., 2018b). A l'échelle mondiale, la capacité à stocker de carbone de ces écosystèmes, représente un service écosystémique (Harris et al., 2021).

Enfin, les services immatériels correspondent à l'attrait touristique et paysager que représentent ces écosystèmes mais également au rôle d'archive climatique pour les derniers millénaires. Ces enregistrements sédimentaires contribuent à mieux comprendre l'évolution du climat mais également à reconstituer l'évolution des paysages et des pratiques agricoles à proximité des sites d'étude (Amesbury et al., 2016; Gauthier et al., 2019).

Le fonctionnement des tourbières, procurant des services écosystémiques, est pourtant mis à mal à travers le monde. Les pressions anthropiques, d'une part locales (drainage, exploitation, etc), et d'autre part globales (le changement climatique), exercent d'importants forçages à de courtes échelles de temps (années-décennies) sur les tourbières, qui, rappelons-le, sont des écosystèmes qui mettent plusieurs milliers d'années pour accumuler quelques mètres de tourbe.

4 Impact du changement climatique et de l'usage des sols sur le fonctionnement des tourbières

4.1 Dégradation des tourbières

Les tourbières ont été intensivement dégradées par les activités humaines durant les derniers siècles et le sont encore aujourd'hui (Chapman et al., 2003; Parish et al., 2008). Actuellement 500 000 km² de tourbières sont dégradés, soit près de 10 % de la surface des tourbières mondiales (Joosten, 2009). Avec seulement 0,3 % de la surface des terres émergées, les tourbières dégradés sont responsables d'environ 5 % du CO₂ émis par les activités anthropiques (Joosten, 2009). Outre les tourbières dégradées, une grande quantité des tourbières a disparu, environ 20 % à l'échelle du globe et 52 % en Europe (Joosten et Clarke, 2002).

L'utilisation des surfaces de tourbières, que ce soit pour la sylviculture, pour l'extraction de tourbe, ou pour l'agriculture, s'accompagne systématiquement de drainage (Parish et al., 2008). Respectivement, l'agriculture, la sylviculture, et l'extraction de tourbe sont responsables de 50, 30, et 10 % des tourbières perdus hors région tropicale. L'urbanisation des tourbières est également importante et représente environ 5 % de la perte de surface de tourbières (Joosten et Clarke, 2002).

Le drainage affecte directement la balance hydrique des tourbières en abaissant le niveau de la nappe d'eau et en augmentant sa variabilité (Figure 20; Luscombe et al., 2016). Du point de vue de la végétation, l'abaissement du niveau de la nappe se traduit par l'invasion de plantes vasculaires au détriment des sphaignes (Figure 20; Antala et al., 2022; Lindsay, 2010). En parallèle, la diminution de la microtopographie se traduit par (1) une baisse de biodiversité qui y est associée (Figure 20), et (2) l'augmentation de la sensibilité aux variations hydrologiques puisque la microtopographie a un rôle « tampon » sur ces dernières (Loisel et Gallego-Sala, 2022). Le drainage favorise donc la dégradation de la tourbe (émissions de CO₂) et la subsidence de la surface topographique (Qiu et al., 2021; Regan et al., 2019; Teh et al., 2011; Waddington et Price, 2000).

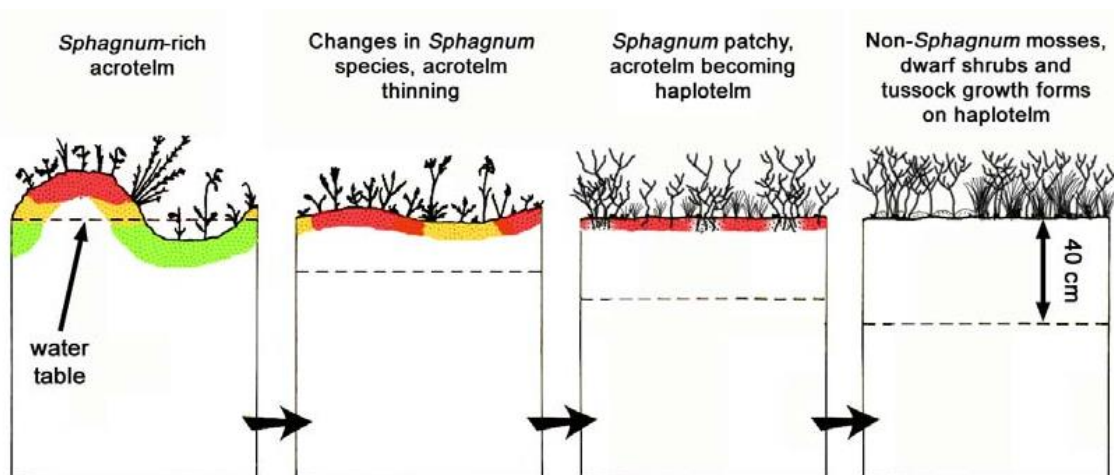


Figure 20 : Evolution de la profondeur de nappe d'eau, de la microtopographie, et de la végétation en réponse au drainage d'une tourbière de type « Blanket bog » (Lindsay, 2010). Pour les tourbières en contexte non océanique, le drainage s'accompagne du boisement progressif de la tourbière.

L'extraction de la tourbe sert principalement deux desseins : son usage en tant que combustible et son usage en horticulture en tant que terreau. Actuellement, en France, le statut de protection des tourbières interdit ces pratiques mais ce n'est pas le cas partout dans le monde. Ainsi, de la tourbe est encore extraite (Irlande, pays Baltes, Canada etc) notamment pour un usage en horticulture. Ce matériel est par contre vendu en France en tant que terreau.

L'agriculture, en plus du drainage, s'accompagne de labour, de culture intensive et de l'usage de fertilisants (Moncorge et Gisbert, 2016; Qiu et al., 2021). L'apport en azote de ces derniers favorise le développement de plantes vasculaires au détriment des plantes ne tolérant pas un milieu trop riche en nutriments (Berendse et al., 2001). L'usage agricole des tourbières se manifeste également à travers le pâturage. Celui-ci modifie la structure verticale du profil de tourbe. Un niveau de tourbe tassé proche de la surface se forme, il s'agit du KTH (Kultureller TrockenHorizont - horizon cultural sec). Le KTH est caractérisé par une densité plus élevée que la normale. Sjögren et al. (2007) montrent qu'à l'échelle de l'arc alpin et du massif du Jura cet horizon est détectable dans le profil de tourbe. Ainsi, cela met en évidence que le pâturage passé laisse des traces palpables dans le profil de tourbe. L'apport de nutriments lié au pâturage peut augmenter la décomposition de la MO et favoriser le développement de communautés végétales eutrophes au détriment de plantes nécessitant des conditions pauvres en nutriments. Cet horizon anormalement dense

peut avoir des répercussions dont les effets sont opposés sur le fonctionnement hydrologique de la tourbière. D'une part, l'imperméabilité du KTH peut favoriser le ruissèlement au détriment de l'infiltration de l'eau, alors que d'autre part, la compaction de la tourbe limite les exports d'eau latéraux et donc l'assèchement du site (Waddington et al., 2015). Le pâturage sur un milieu ayant tendance à se refermer (colonisation d'arbustes par exemple), lorsqu'il est effectué depuis des décennies et de manière raisonnée (agriculture extensive), permet de maintenir le milieu ouvert et donc le fonctionnement de l'écosystème (Rion, 2015).

Enfin, l'activité de l'homme ne s'arrête pas aux dégradations physiques des tourbières. En effet, dans le massif du Jura notamment, des espèces exotiques envahissantes ont été introduites dans les tourbières et se sont adaptées, provoquant ainsi des modifications des communautés végétales (Moncorge et Gisbert, 2016).

4.2 Impacts du changement climatique

Le changement climatique à l'échelle globale, causé par l'augmentation de la concentration en GES dans l'atmosphère, se traduit par une augmentation de la température de l'air, de l'ordre de 1°C depuis le dernier siècle (IPCC, 2022). De nombreuses perturbations, *i.e.* régimes des précipitations, étages sévères, enneigement, courants océaniques, circulation atmosphérique, sont directement liées à l'augmentation de la température de l'air. Plus particulièrement, le changement climatique induit l'augmentation de la fréquence et de l'intensité d'évènements extrêmes qu'il s'agisse de sécheresses pluviométriques, de vagues de chaleurs ou de cumuls de précipitations intenses (IPCC, 2022; Trenberth, 2011). Les effets du changement climatique sont contrastés avec des particularités locales. Par exemple, les hautes latitudes sont touchées par un dégel du permafrost tandis que pour les régions tempérées la période de fonte du couvert neigeux arrive plus tôt dans l'année (IPCC, 2022). Bichet et al. (2015) estiment, d'après les tendances climatiques observées pour le massif du Jura, que le changement climatique se traduit par une diminution annuelle virtuelle de l'altitude de 4 m, soit 400 m en 100 ans. Cette analogie, bien que rudimentaire et ne remplaçant pas une modélisation, a le mérite de donner un ordre de grandeur palpable des changements en cours.

L'ensemble de ces changements impliquent des modifications du fonctionnement des tourbières (Loisel et al., 2021). L'IPCC rapporte dans son dernier rapport que les tourbières ont tendances à s'assécher (IPCC, 2022).

Concernant les tourbières européennes, de moyennes latitudes, Swindles et al. (2019) observent un assèchement des tourbières depuis les deux derniers siècles par rapport aux 2000 dernières années. Cet assèchement est concomitant à la fois de l'activité humaine (drainage, extraction, sylviculture) et du changement climatique, rendant donc difficile de différencier leurs contributions respectives. Cet assèchement peut conduire à des points de non-retour à la fois du point de vue de la dynamique du carbone lors de sécheresse que des communautés végétales sur le plus long terme (Jassey et al., 2018; Lamentowicz et al., 2019). L'augmentation moyenne de la température de l'air favorise l'activité microbienne et par conséquent la vitesse de dégradation de la MO. Il en résulte des émissions de CO₂ par respiration plus importantes. Au contraire, l'allongement de la saison estivale semble augmenter la capacité des tourbières à stocker du carbone par photosynthèse (Loisel et al., 2012). Néanmoins, les périodes trop chaudes et sèches peuvent entraîner de la photo inhibition et limiter cette fonction puits (Murray et al., 1993). Une conséquence supplémentaire de la combinaison d'une baisse du niveau piézométrique et de l'augmentation de la température est l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des incendies de tourbières (Turetsky et al., 2015).

En particulier, les épisodes de sécheresse favorisent (1) la dégradation aérobie de la MO (2) et l'implantation de plantes vasculaires (graminées, éricacées, arbustes) au détriment des sphaignes (Jassey et al., 2018; Malhotra et al., 2020; Norby et al., 2019). Ainsi, l'impact des sécheresses peut être durable dans le temps. Binet et al. (2013) en donnent une illustration du point de vue hydrologique où, même après la remontée de la nappe suite à une sécheresse, la porosité interstitielle n'est pas complètement remplie. L'augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses peut également avoir des répercussions sur les métaux et polluants stockés dans la tourbe qui peuvent être remobilisés et atteindre les hydrosystèmes avals (Szkokan-Emilson et al., 2013; Tipping et al., 2003).

Au contraire, pour les plus hautes latitudes, Swindles et al. (2015) observent pour les tourbières arctiques un changement brutal du statut hydrique lié à la fonte du permafrost, passant ainsi d'un assèchement au cours des derniers siècles à un rapide ennoiment des tourbières. Le stock de carbone des tourbières à permafrost (~14 % du carbone organique des sols à l'échelle mondiale) est préservé de la dégradation lorsque celui-ci est intact. Cependant, sa fonte favorise d'une part la production importante de CH₄ et d'autre part la colonisation de la végétation (Swindles et al., 2015; Turetsky et al., 2007).

Outre les flux verticaux de carbone des tourbières qui sont impactés par le changement climatique, la concentration en DOC exportée est positivement corrélée à la température de l'air (Freeman et al., 2001). Freeman et al. (2001) ont également montré que cette augmentation en DOC est positivement corrélée à la concentration en phénol oxydase dont l'activité augmente avec la température et participe à la production de DOC.

In fine, le changement climatique associé aux perturbations anthropiques entraîne une réponse complexe des tourbières avec de nombreuses interactions. Pour les tourbières tempérées, bien que l'assèchement et l'envahissement par les plantes vasculaires semble se dessiner, les rétroactions négatives et positives des mécanismes internes aux tourbières demeurent complexes à appréhender (Nijp et al., 2017; Salimi et al., 2021; Waddington et al., 2015).

4.3 Entre résilience et point de non-retour ?

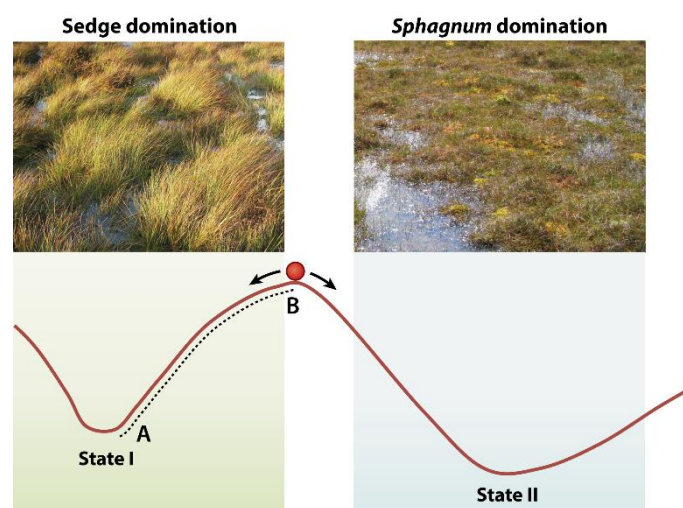
Les tourbières sont des écosystèmes reconnus pour leur capacité de résilience et d'adaptation aux changements climatiques des derniers millénaires comme en attestent les enregistrements paléoécologiques (Page et Baird, 2016). Swindles et al. (2016) montrent avec une approche paléoécologique la capacité d'une tourbière (au Royaume-Uni) à avoir spontanément retrouvé ses fonctionnalités après des périodes d'exploitation au cours des derniers siècles sans travaux de restauration. Cependant, ce retour vers un système fonctionnel s'est opéré sur des échelles de temps bien plus longues (centaines d'années) que les suivis actuels post-dégradation/restauration (quelques décennies).

Le terme de résilience pour les tourbières peut être appliqué à différentes échelles spatio-temporelles. La condition de base du maintien d'une tourbière étant la saturation du milieu, les modes d'alimentation en eau d'une tourbière constituent donc un levier de premier choix. Santoni et al. (2021) illustrent ce concept dans le cadre d'une tourbière Méditerranéenne dont les alimentations en eau sont multiples et imbriquées. Les apports des alluvions sont reliés à la dynamique d'une rivière et fortement réactifs aux précipitations. En revanche, les auteurs montrent que la tourbière est également alimentée par des eaux souterraines avec des apports, certes limités, mais constants dans le temps et caractérisés par une forte inertie. Cette contribution apporte donc une forme de résilience de l'alimentation en eau de la tourbière face à des périodes de sécheresses pluviométriques.

Waddington et al. (2015), faisant la synthèse des rétroactions hydrologiques impactant les tourbières, concluent que le nombre de mécanismes entraînant des rétroactions négatives, c'est-à-dire un maintien des conditions hydrologiques face aux perturbations extérieures, est largement supérieur à ceux débouchant sur des rétroactions positives. Par exemple, l'élasticité de l'acrotélme, lorsqu'il n'est pas endommagé, lui permet de se contracter en période de basses eaux et de gonfler en période de hautes eaux, ce qui permet de maintenir constante la distance entre la nappe d'eau et la végétation (Howie et Hebda, 2018). De plus, considérant deux des principaux mécanismes de régulation du système hydrologique des tourbières, *i.e.* la capacité des sphaignes à contenir de l'eau et le « bog breathing », Nijp et al. (2017) montrent à travers plusieurs modèles l'importance de ces mécanismes pour limiter la fréquence des sécheresses d'ici le prochain siècle. Inclure ces deux processus a en effet permis de réduire la fréquence de sécheresses des sphaignes de plus de 50 % dans les simulations.

En outre, le volume d'eau emmagasiné, la forte évapotranspiration du milieu et parfois aussi la topographie sont autant de facteurs qui confèrent un microclimat aux tourbières, plus froid et humide que le méso-climat régional (Gobat et al., 1986; Joosten et Clarke, 2002).

Néanmoins, les mécanismes de résilience permettant le maintien des fonctionnalités des tourbières sont de plus en plus soumis à des contraintes importantes à la fois climatiques et anthropiques (voir sections précédentes). Ces conséquences sont susceptibles de faire basculer les tourbières de puits à sources de carbone (Loisel et al., 2021; Salimi et al., 2021), à l'origine d'une rétroaction positive des tourbières vis-à-vis des flux de carbone vers l'atmosphère et de l'effet de serre. Des effets seuils sont parfois observés, comme la mort de sphaignes après une sécheresse intense (Bragazza, 2008), ou encore l'augmentation critique des flux de CO₂ à partir d'une certaine profondeur de la nappe d'eau (Jassey et al., 2018). Le dépassement de ces seuils peut être conceptualisé comme le passage d'un état d'équilibre vers un second état d'équilibre (Page et Baird, 2016, Figure 21) où un retour en arrière ne peut pas se faire facilement et nécessite une quantité importante d'énergie.




 Page SE, Baird AJ. 2016.
Annu. Rev. Environ. Resour. 41:35–57

Figure 21 : Schéma conceptuel illustrant le passage d'un état d'équilibre d'une tourbière à un autre, se traduisant par un changement des communautés végétales (ici entre Linaigrette et Sphaignes). Les creux correspondent à l'état d'équilibre et matérialisent la résilience de cet état vis-à-vis de petites perturbations. Lorsque le système se situe au niveau du point B, une petite perturbation suffit à faire basculer le système vers un autre état d'équilibre duquel le retour en arrière nécessitera une grande quantité d'énergie.

Ce concept peut également être illustré par le drainage qui impacte la profondeur de la nappe et entraîne un basculement de l'écosystème d'un état d'équilibre à un autre (par exemple le passage d'un couvert de sphaigne à un boisement et envahissement par des plantes vasculaires). En outre, considérant le modèle de dôme vers lequel tendent les bogs, Lindsay (1995) a montré qu'un impact en périphérie d'une tourbière bombée modifie les conditions aux limites du dôme et donc ses dimensions (Figure 22). Des exemples similaires d'impact de drain sur l'élévation de la nappe d'eau dans un écosystème (et donc les dimensions du dôme) sont par exemple modélisés (Oosterbaan, 2021). Par conséquent, le dôme va tendre vers un nouvel équilibre et être impacté dans son ensemble. Cet exemple met en évidence une fragilité des tourbières où un impact localisé (drainage, fosse d'extraction) entraîne une modification de l'ensemble de l'écosystème sur le long terme.

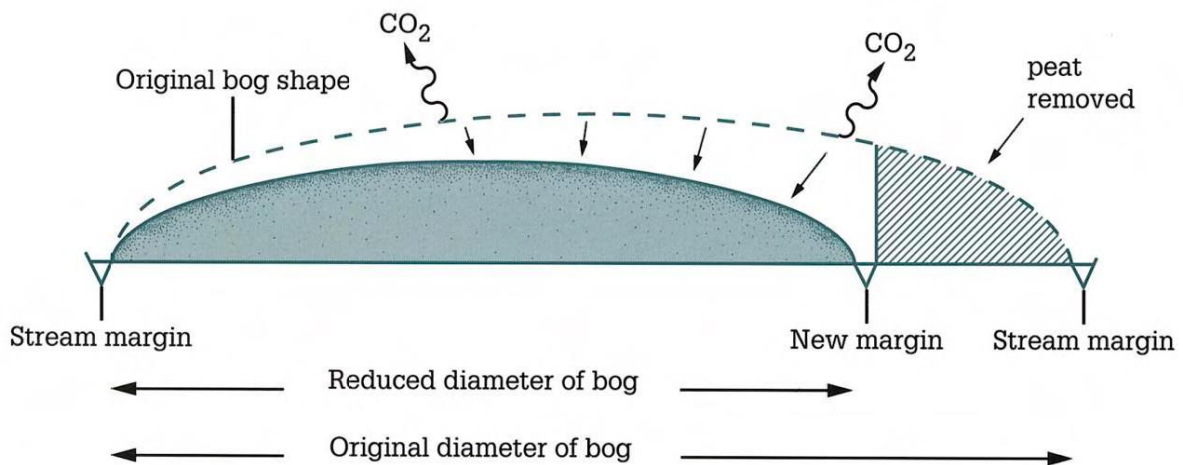


Figure 22 : Schéma illustrant la théorie du « Dôme » des tourbières bombées et l'effet du drainage sur les dimensions théoriques du dôme (Lindsay, 1995).

4.4 La restauration : moyen de conservation des services écosystémiques

Outre la nécessité de préserver les tourbières actuellement non ou peu impactées, les tourbières dégradées ont besoin d'être restaurées pour (1) que leur état ne se dégrade pas davantage et (2) pour retrouver la fonctionnalité de ces tourbières et leur services écosystémiques. Pour faire face à la détérioration des services écosystémiques apportés par les tourbières, la restauration de celles-ci en est un outil (Andersen et al., 2017; Chapman et al., 2003; Kimmel et Mander, 2010). Différentes méthodes de restauration existent. Certaines consistent à uniquement remonter le niveau d'eau pour remettre en place des conditions favorables au développement des plantes turfigènes. Cela se traduit par le comblement de drains ou par la création de digues pour stopper les flux d'eaux sortants (Calvar et al., 2021). Parfois, les stades de succession végétale lors de la colonisation mettent du temps avant de retrouver la végétation souhaitée. Il est alors possible de réimplanter certaines plantes pour accélérer le processus de restauration du site (Ferland et Rochefort, 1997; Price et al., 2003).

La réponse des tourbières aux restaurations est contrastée aussi bien spatialement au sein d'un écosystème (D'Acunha et al., 2018; Lhosmot et al., 2021) que dans le temps (Strobl, 2019). L'évolution des différentes variables d'intérêt (flux de GES, WTD, espèces végétales et animales, qualité de l'eau) après la restauration n'est pas linéaire dans le temps et peut varier d'une variable à l'autre (Glina et al., 2018; Price et al., 2003; Strobl, 2019; Strobl et al., 2020). Le retour vers une fonction puits est très variable en fonction des sites. Par exemple, Nugent et al. (2018) mesurent pour une tourbière canadienne qu'elle séquestre à nouveau du carbone seulement 14 ans après sa restauration tandis que Samaritani et al. (2011) montrent pour une tourbière du massif du Jura qu'environ 50 ans sont nécessaires pour retrouver une fonction puits de carbone.

En outre, Wilson et al. (2016) montrent une diminution significative des émissions de GES 10 ans après la restauration d'une tourbière tempérée (Irlande). Cependant, les émissions restent plus importantes et montrent une plus forte variabilité interannuelle face aux conditions hydrométéorologiques que dans la partie intacte du site, suggérant l'état encore transitoire (capacité de rétention de l'eau, composition de la végétation) de l'écosystème restauré.

L'état de dégradation de la tourbière avant la restauration est un point très important. Par exemple, lorsque les propriétés physiques élastiques de l'acrotème ont disparu, la tourbière est susceptible de mettre davantage de temps avant de pouvoir retrouver ses fonctions d'autorégulation du niveau d'eau (Howie et Hebda, 2018). Ainsi, le suivi combiné sur le long terme de variables hydrologiques, écologiques et sur le cycle du carbone, est essentiel pour appréhender la trajectoire ou évaluer la réponse de l'écosystème suite à une restauration. En effet, la restauration impacte l'ensemble des « cycles » (hydrologique, écologique, carbone, propriétés physiques) qui sont interdépendants et incluent de nombreuses rétroactions (Glina et al., 2018; Loisel et Gallego-Sala, 2022). Malgré le fait que l'efficacité de la restauration ne soit pas uniforme sur l'ensemble des tourbières, la restauration constitue aujourd'hui un levier d'action majeur d'atténuation du changement climatique (Günther et al., 2020; Loisel et Gallego-Sala, 2022; Tanneberger et al., 2021a, 2021b).

Chapitre 2 : Contexte général de l'étude

1 Introduction

La connaissance du contexte de l'étude au sens large (du point de vue historique, scientifique, géographique) permet de faire le lien entre les enjeux/problématiques associés aux tourbières en général (chapitre 1) et les spécificités du site d'étude de ce travail de thèse. Ce lien mettra en lumière le choix des approches méthodologiques mis en œuvre pour investiguer le fonctionnement hydrogéologique et biogéochimique du site (chapitre 3).

Localisé au pied de la Haute-Chaîne du Jura, le site d'étude est la tourbière active du Forbonnet (~7ha), qui correspond à une partie du large complexe de tourbières de Frasne-Bouverans couvrant plusieurs centaines d'hectares. L'ensemble du complexe est localisé dans le synclinal de Frasne-Bouverans, nom donné à la partie sud-ouest de la plaine de l'Arlier (bassin du Dugeon, <https://inpn.mnhn.fr/site/natura2000/FR4301280>).

Ce chapitre se décline en plusieurs parties depuis l'échelle la plus large du massif du Jura jusqu'à celle de la tourbière active du Forbonnet (commune de Frasne), en passant par des échelles intermédiaires (le synclinal de Frasne-Bouverans et le complexe tourbeux de Frasne-Bouverans). Dans un premier temps, le contexte à l'échelle du massif jurassien est présenté : cadre géologique, climatique, distribution des tourbières et facteurs de contrôle permettant d'expliquer cette distribution. Puis, les éléments de connaissance du fonctionnement hydrogéologique du synclinal de Frasne-Bouverans et de la relation entre les anticlinaux et synclinaux de la Haute-Chaîne sont présentés. La fin de ce chapitre s'articule autour du complexe tourbeux de Frasne-Bouverans lui-même (statuts de protection, mosaïques fonctionnelles, bref historique des activités scientifiques en lien avec la tourbière active du Forbonnet).

2 Le massif du Jura : contexte géologique et climatique

Le massif du Jura est une chaîne de montagne localisée en périphérie et au nord-ouest de l'arc alpin (Figure 23). Cette chaîne a une forme arquée et s'étend du secteur de Zürich au nord-est (montagne de Lägern) jusqu'à Chambéry au sud-ouest. Les altitudes sont comprises entre 300 m dans les parties externes au nord-ouest (Besançon) et plus de 1400 m pour les sommets de la partie interne de la Haute-Chaîne au sud-est (point culminant, le Crêt de la neige à 1720 m).

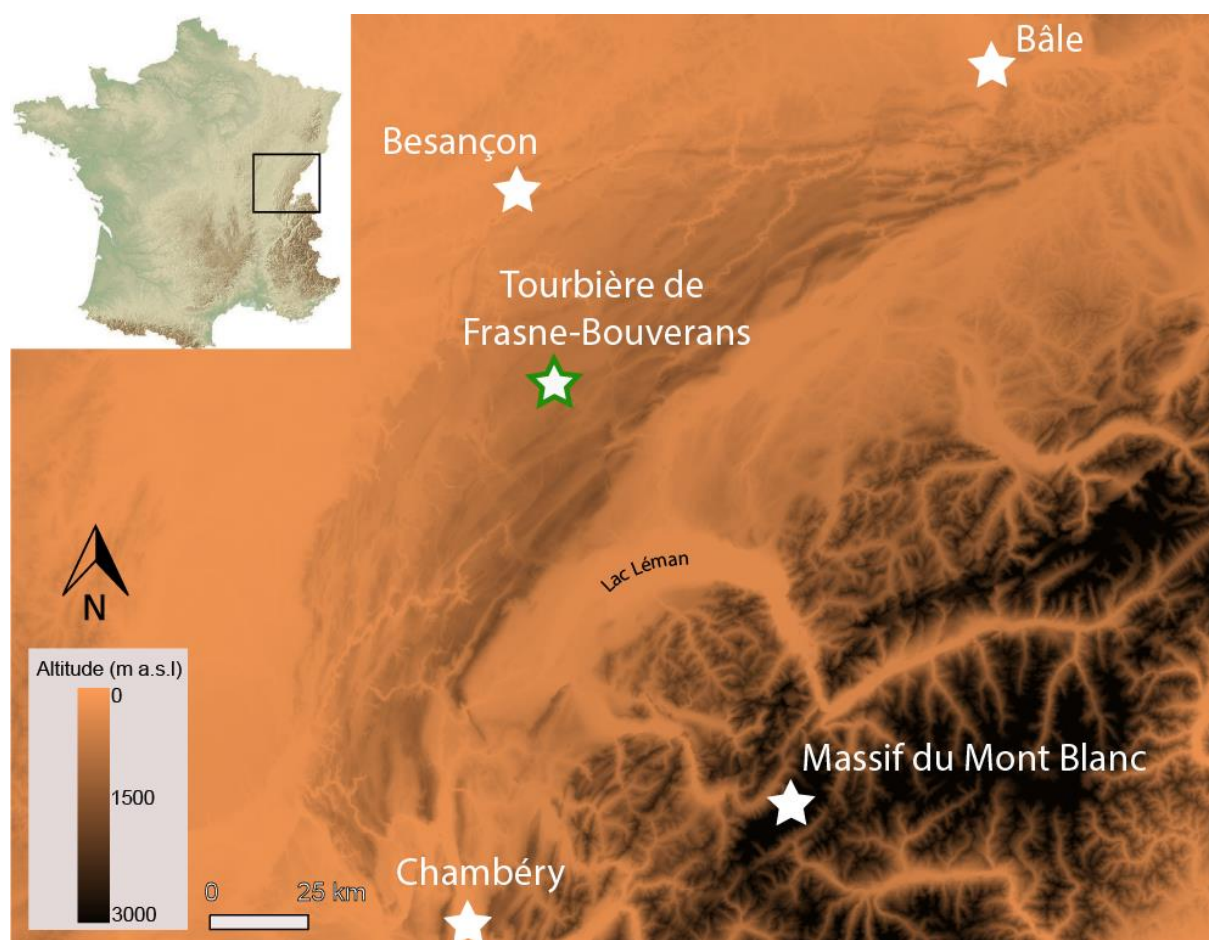


Figure 23 : Carte de localisation et d'altitude du massif du Jura. Le Modèle Numérique de Terrain utilisé est l'ASTER 30 m. Source carte de France : CapCarto, IGN, 2016.

2.1 Le massif du Jura : relief issu de l'orogénèse alpine

Du point de vue géologique, le massif du Jura est une chaîne de décollement qui correspond au front externe de la déformation alpine. En effet, les dépôts sédimentaires Mésozoïques, *e.g.* évaporites du Trias, calcaires et marnes du Jurassiques et Crétacé, recouverts de dépôts d'âge Oligocène, ont subi une poussée à distance provenant de l'orogénèse alpine (contraintes NO-SE) principalement à la fin du Miocène (Laubscher, 1997; Madritsch et al., 2008; Rabin et al., 2015), continuant durant le Pliocène et le Pléistocène (Madritsch et al., 2010; Molliex et al., 2011). Ainsi, la déformation du Jura est toujours active (Becker, 2000; Madritsch et al., 2010). Les dépôts du Jurassique, Crétacé et Oligocène, se sont déformés (plissements, failles), allant jusqu'à se chevaucher, suite aux contraintes exercées par l'Orogénèse alpine. Le niveau d'évaporites du Trias aurait servi de surface de décollement en jouant le rôle d'une « couche savon » (Rabin et al., 2015; Sommaruga et al., 2017). Smeraglia et al. (2021) montrent que la temporalité des chevauchements au cours du Miocène dans le massif du Jura n'est pas synchrone : l'âge des chevauchements est le plus ancien au niveau de la zone interne et le plus récent pour les chevauchements les plus externes, illustrant une potentielle propagation de la déformation du sud-est vers le nord-ouest. Par conséquent, la déformation est plus intense à l'est du massif, appelée la Haute-Chaîne ou zone interne, où l'on retrouve une succession resserrée d'anticlinaux et de synclinaux. C'est ainsi l'intensité de la déformation, plus importante au sud-est, qui permet d'expliquer le gradient altitudinal du massif. Au contraire, la partie externe de la chaîne est caractérisée par des synclinaux plus larges laissant place à des zones peu déformées plus étendues : les plateaux (Figure 24; Sommaruga et al., 2017). Une série de failles décrochantes orientées NO-SE à N-S recoupe orthogonalement les plis de la Haute Chaîne et caractérise la déformation de l'arc jurassien (Smeraglia et al., 2021).

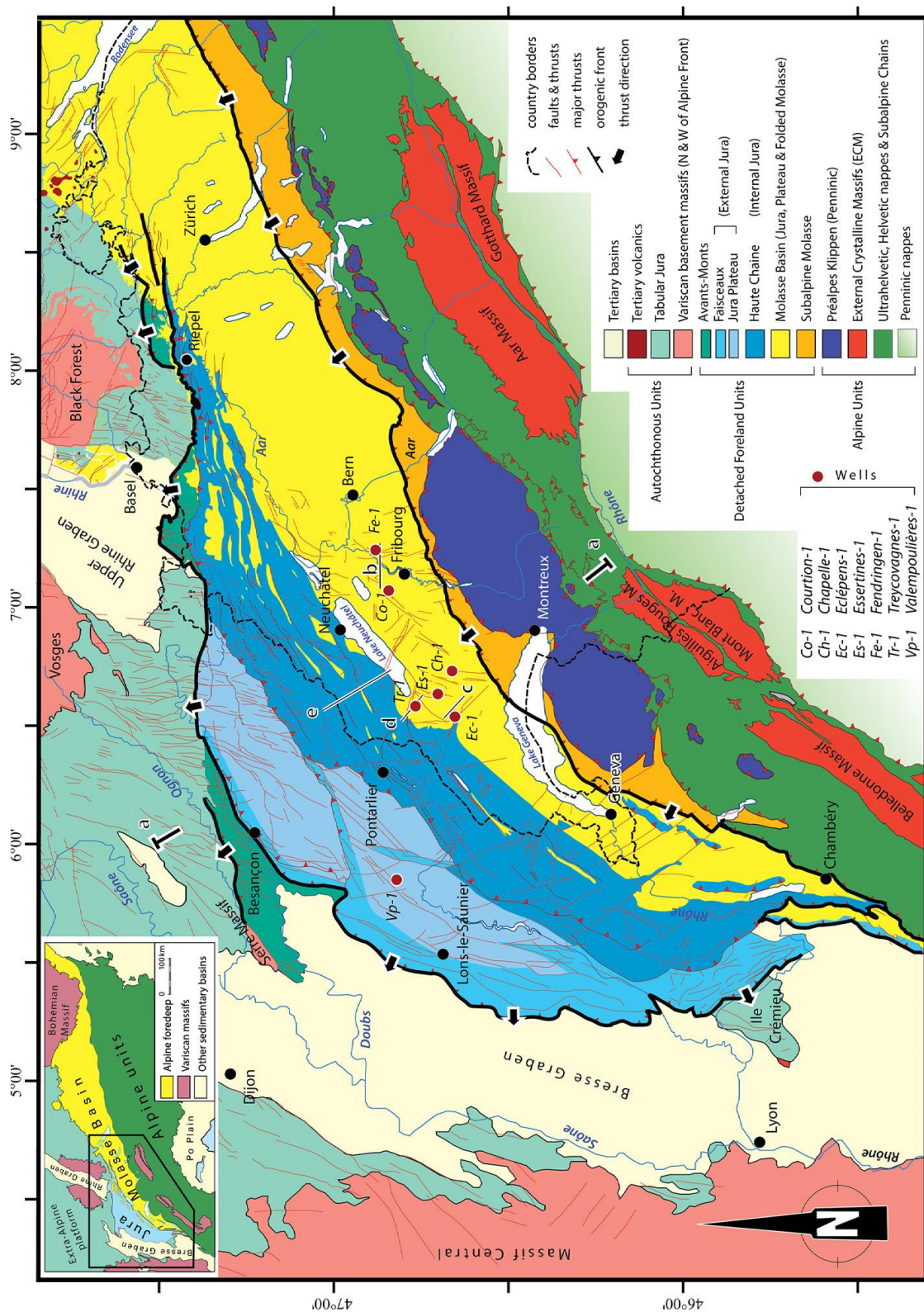


Figure 24 : Schéma structural simplifié du massif jurassien (Sommaruga et al., 2017).

Les décrochements sont des zones fracturées pouvant ainsi jouer un rôle sur le relief actuel ou encore les flux d'eau de surface et souterrains (Jeanblanc et Schneider, 1981; Luetscher et Perrin, 2005). A proximité du site d'étude, le décrochement de Pontarlier fut notamment le vecteur de flux de matériaux fluvio-glaciaires lors de la dernière période glaciaire (Bichet et Campy, 2008). Récemment, les travaux de Smeraglia et al. (2022) mettent en évidence la circulation de paléo-fluides dans les zones de chevauchements et de décrochements dans le massif du Jura, suggérant un contrôle des accidents tectoniques sur les circulations d'eau.

Outre les zones de failles, l'action des conditions climatiques et de l'eau participent depuis la première émergence du massif à la fin du Crétacé à l'érosion de ce dernier de manière synchrone à la déformation. Ainsi, les roches calcaires structurant le massif forment aujourd'hui un système karstique actif qui régit l'écoulement des eaux souterraines.

2.2 Impact des glaciations sur le paysage et la géologie de surface

Au Quaternaire, les périodes glaciaires ont favorisé la mise en place de glaciers de dimensions régionales (Buoncrisiani et Campy, 2011; Campy, 1982) qui ont massivement raboté les reliefs. Ils ont également marqué leur passage par des dépôts glaciaires (moraines, bloc erratiques) et périglaciaires qui sont encore aujourd'hui présents (dépôts fluvio-glaciaires de la plaine de l'Arlier et de la Combe d'Ain), en particulier dans les zones d'accumulations que constituent les synclinaux de la Haute-Chaîne jurassienne. Les dépôts glaciaires encore visibles datent exclusivement des deux dernières périodes glaciaires, le Riss et le Würm (Bichet et Campy, 2008). Le Riss est notamment caractérisé par la présence de dépôts glaciaires d'origine alpine sur une partie du massif et en particulier dans le secteur de Pontarlier. Buoncrisiani et Campy (2011) proposent ainsi une limite entre les dépôts d'origine jurassienne et alpine à quelques kilomètres au nord de Frasne. Duraffourg et Palacio, (1981) ont mis en évidence la présence de quartzite au niveau de Bannans, un village situé à 8 km au nord-est de la tourbière de Frasne, témoignant de l'origine alpine de certains dépôts Quaternaire. Les dépôts laissés par les glaciers, bien qu'hétérogènes de par leur nature, texture et leur épaisseur, demeurent relativement imperméables, permettant ainsi la mise en place dans les dépressions topographiques d'hydrosystèmes de surface. Certains de ces systèmes se sont progressivement fait envahir par la végétation pour former des tourbières. Dans ces zones recouvertes par des dépôts tourbeux, l'épaisseur et la nature de ces dépôts glaciaires sont logiquement moins bien documentés.

Dans le contexte de ce travail de thèse, la présence de roches cristallines alpines dans les dépôts morainiques Quaternaires autour et sous la tourbière de Frasne n'est pas à exclure. De tels dépôts pourraient marquer géochimiquement les eaux circulant à leur contact. La morphologie/topographie est susceptible de conditionner les flux d'eau à l'interface tourbe-moraine alors que la perméabilité et l'épaisseur peuvent contrôler les flux d'eau entre les différents réservoirs hydrologiques, tourbe, fluvio-glaciaire Quaternaire et karst.

2.3 Contexte climatique actuel

Le massif du Jura est un territoire de moyenne montagne et de moyenne latitude (~46-47°N) caractérisé selon la classification de Köppen-Geiger par un climat tempéré chaud (Cfb) à boréal (Dfb) pour les plus hautes altitudes (Rubel et al., 2017). La chaîne jurassienne est une région sous influence océanique (Bichet et al., 2015). Néanmoins, les contrastes thermiques saisonniers (hivers froids et étés chauds) attestent d'une composante continentale forte. L'été est caractérisé par des averses orageuses et l'hiver par des chutes de neige. Le relief confère ainsi au climat de ce massif une influence de climat montagnard. Il en résulte que le climat du massif jurassien est issu d'une mixité entre, à la fois une influence océanique, continentale et montagnarde perceptible sur la carte synthétique « de l'espace des climats » réalisée par Joly et al. (2010) (Figure 25).

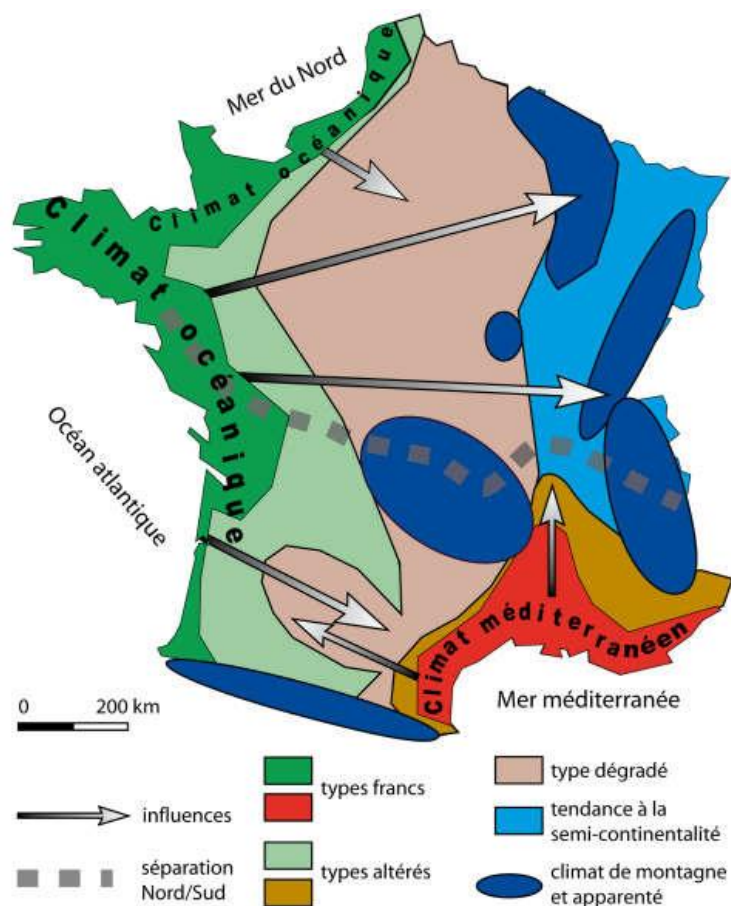


Figure 25 : Schéma synthétique de « l'espace des climats » en France (Joly et al., 2010).

Les précipitations annuelles oscillent entre 1300 et 1800 mm et peuvent atteindre 2000 mm sur la Haute-Chaîne (Bichet et al., 2015). La température moyenne annuelle, pour la normale climatique 1981-2010, est de 11°C à Besançon (307 m), de 8,2°C à Pontarlier (820 m) et de 6,6°C à la station de la Pesse dans le Jura (1133 m) (Météo France, 2022). Les saisons sont contrastées, avec par exemple, à Pontarlier des températures moyennes mensuelles autour de 0°C pour les mois de Décembre, Janvier et Février et entre 15 et 17°C pour les mois de Juin à Août. Le relief impose des contrastes spatiaux en termes de précipitations et de températures avec notamment une évolution graduelle (diminution T et augmentation P) du nord-ouest au sud-est du massif (Bichet et al., 2015). Des inversions thermiques, *e.g.* températures plus froides à plus basse altitude, sont régulièrement observées à l'échelle de dépressions topographiques, notamment dans les vallées synclinales de la Haute-Chaîne (Joly et Richard, 2018).

Sur la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet, les variables hydrométéorologiques sont mesurées en continu depuis fin 2008 (chapitre 3). La plage temporelle ne correspond pas à la définition des normales climatiques calculées sur 30 ans (Organisation météorologique mondiale, 2017). Néanmoins, ces données donnent un bon aperçu local de ces variables à l'échelle pluriannuelle. Les précipitations annuelles mesurées entre 2009 et 2019, varient entre 1293 et 2110 mm avec une moyenne de 1618 mm (Toussaint et al., 2020a). La température moyenne annuelle varie entre 5,8°C et 7,9°C avec une moyenne de 7°C (Toussaint et al., 2020a). Ces variables mettent en évidence une saisonnalité marquée en ce qui concerne la température de l'air avec une amplitude de moyennes mensuelles de plus de 15°C (Figure 26). Par ailleurs, les données des 10 dernières années montrent que l'ensemble des mois de l'année subissent des précipitations conséquentes (≥ 100 mm mois⁻¹) bien que la typologie des événements pluvieux varie au cours de l'année avec notamment des épisodes orageux en été. De plus, les dernières années sont caractérisées par une succession d'années

records en ce qui concerne les sécheresses pluviométriques estivales (2018, 2020, 2021) et même les sécheresses pluviométriques printanières (2020, 2022) (Le Barbu et al., 2019).

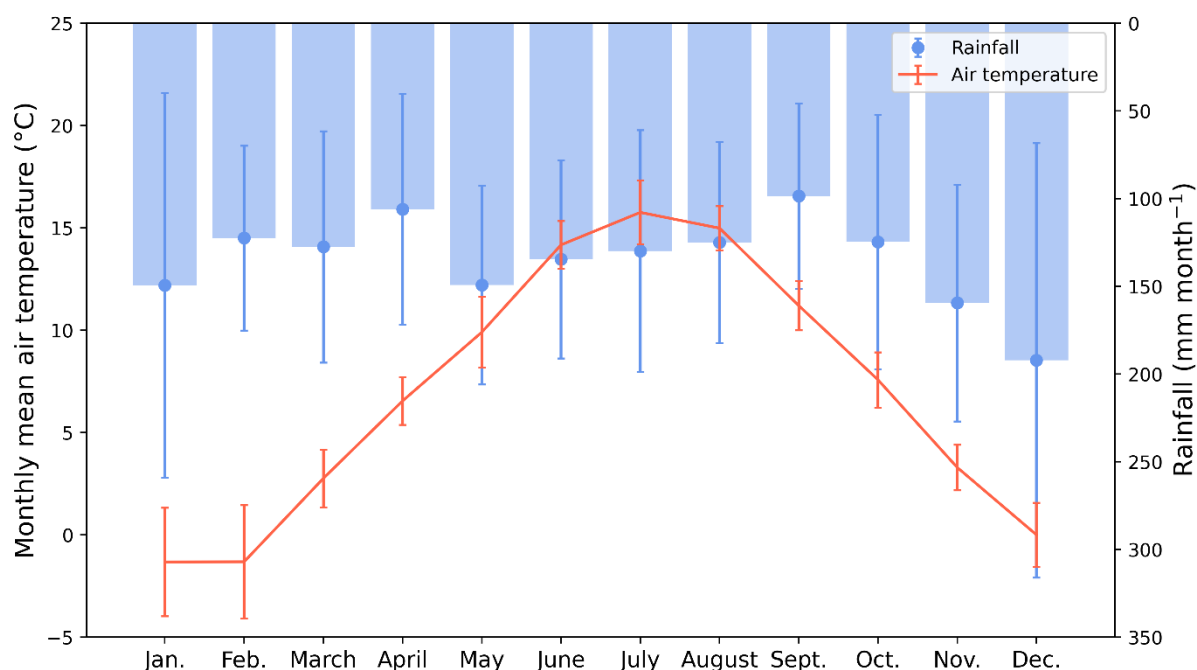


Figure 26 : Température moyenne de l'air et cumul de précipitations mensuelles mesurés sur la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet (2009-2019, 132 valeurs). Les barres d'erreur verticales représentent l'écart type.

3 Répartition des tourbières dans l'Arc jurassien

L'Arc jurassien est à cheval sur deux pays, la France à l'ouest et la Suisse à l'est. La frontière se situe au niveau de la Haute-Chaîne où la densité de tourbière est la plus importante (Figure 27). La répartition des tourbières du Jura, principalement localisées au-dessus de 750/800 mètres d'altitude est majoritairement contrôlée par la morphologie de l'arc jurassien (Blanchard, 2011; Calvar et al., 2021; Moncorgé et al., 2017). Actuellement, l'arc jurassien comporte environ 530 tourbières pour une surface d'environ 5500 ha (Calvar et al., 2021). La taille moyenne des tourbières est de 10,5 ha, bien que certaines puissent atteindre plus de 100 ha. Il en ressort que le massif est caractérisé par un grand nombre de petites tourbières, alors que les tourbières localisées dans les zones alluviales françaises sont moins nombreuses, mais couvrent généralement des superficies bien plus importantes de l'ordre de plusieurs centaines d'hectares (Ministère de l'industrie et du commerce, D. des mines et al., 1949).

La superficie actuelle des tourbières (~5500 ha) du massif jurassien ne reflète qu'une partie des tourbières encore présentes il y a quelques siècles. En effet, l'exploitation des tourbières a conduit à une forte diminution de leur surface. L'exploitation directe de la tourbe, le pâturage ou encore la sylviculture sont accompagnés du drainage des tourbières pour abaisser le niveau d'eau et rendre « l'utilisation » de la tourbière plus facile. A l'échelle du massif, ce sont ainsi au moins 30 % des surfaces tourbeuses qui ont disparues, bien que ce chiffre soit certainement sous-estimé (Moncorgé et al., 2017). Du côté suisse du massif, Blanchard (2011) rapporte que près de 85% des tourbières ont disparu depuis les derniers siècles. Par ailleurs, de nombreuses tourbières, perturbées par les activités humaines mentionnées précédemment voient leur fonctionnement altéré par ces dégradations (conservation de leur stock de carbone ; accumulation de carbone, maintien de la biodiversité qu'elles abritent, etc). Cependant, les études manquent pour donner des chiffres sur les proportions de tourbières fonctionnelles/non fonctionnelles (Moncorgé et al., 2017).

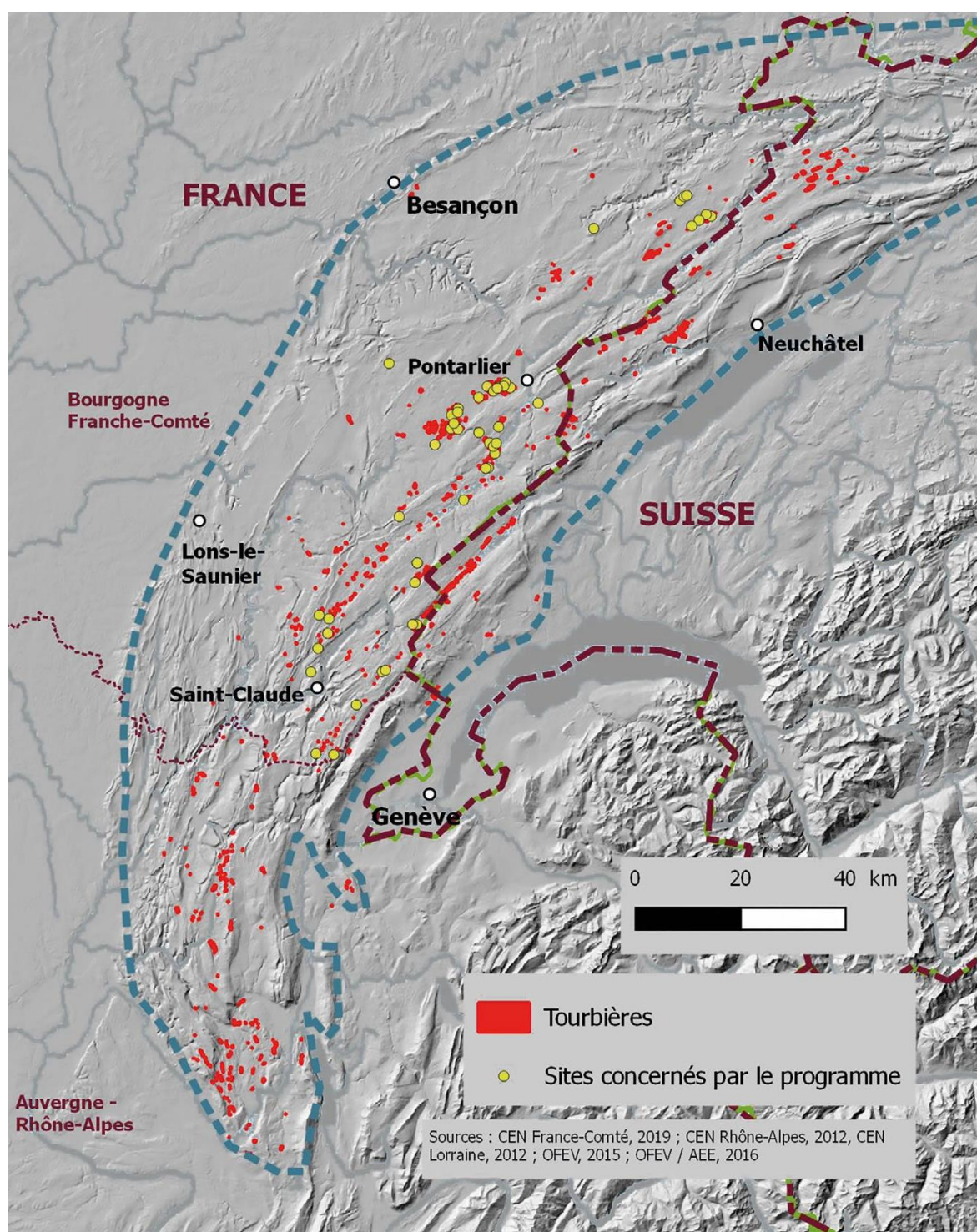


Figure 27 : Carte de localisation des tourbières sur l'arc jurassien. Les tirets bleus dessinent les contours de l'arc jurassien. Les sites colorés en jaune correspondent aux tourbières qui ont bénéficié du programme de restauration Life Tourbières. Figure tirée du recueil d'expérience du programme Life Tourbières (Calvar et al., 2021).

Les tourbières du massif jurassien abritent une forte diversité écologique autant par la végétation que par la faune qui les occupent (Collaud et al., 2020; Moncorge et Gisbert, 2016). L'assèchement des tourbières s'accompagne de l'envahissement du Pin à Crochet (*Pinus uncinata*), de l'épicéa (*Picea abies*) de la molinie (*Molinia caerulea*) ou encore du bouleau pubescent (*Betula pubescens*) (Calvar et al., 2021; Freléchoux et al., 2003; Guyonneau, 2005). Le Jura abrite les deux types fonctionnels de tourbières décrits dans le chapitre 1, c'est-à-dire les fen et les bog, ainsi que tout un éventail de tourbières sous l'influence de ces deux grands types (tourbières de transitions) (Calvar et al., 2021).

4 Comment expliquer la présence de tourbières dans le massif du Jura ?

Par définition, la saturation en eau du milieu est nécessaire pour qu'une tourbière puisse se développer (chapitre 1). Comme cela a pu être observé sur la carte de distribution mondiale des tourbières, les latitudes tempérées, dont fait partie le massif du Jura, se trouvent entre deux zones de forte densité de tourbières où les conditions macro-climatiques (climat boréal et climat tropical) sont le facteur de premier ordre permettant d'expliquer la formation des tourbières. La répartition des tourbières dans l'arc jurassien résulte des facteurs géologiques et méso-climatiques décrits dans la partie suivante. Cependant, le massif du Jura est caractérisé par son système karstique développé qui est associé à une forte infiltration des eaux vers le karst, limitant l'accumulation d'eau en surface. Ainsi, la présence de tourbières sur un massif calcaire karstifié semble paradoxale alors même que cette particularité fait partie du patrimoine jurassien. La présence des tourbières dans le massif jurassien est le croisement de plusieurs forçages, principalement géologiques et méso-climatiques (Calvar et al., 2021) :

- -Facteurs géologiques :
 - relief caractérisé par des zones de replats dans le fond des synclinaux (au creux des reliefs) notamment ;
 - substrat géologique hétérogène avec ponctuellement la présence de marnes imperméables ;
 - passé glaciaire récent qui a modelé localement la géomorphologie (surcreusement, moraines) et laissé des dépôts peu perméables qui ont favorisé la mise en place de zones humides lors du retrait des derniers glaciers (Bichet et Campy, 2008).
- -Facteurs climatiques régionaux : climat avec influence océanique (précipitations abondantes réparties de manière homogène dans l'année) et montagnarde (altitude) où les températures plus fraîches limitent l'évapotranspiration (Bichet et al., 2015).

5 Le synclinal de Frasne-Bouverans : illustration du fonctionnement hydrogéologique de la Haute-Chaîne

5.1 Cadre géomorphologique

Le synclinal de Frasne-Bouverans est le nom donné à la partie sud-ouest d'un vaste synclinal qui s'étend plus au nord-est jusqu'à Pontarlier (aussi nommé la plaine de l'Arlier ou encore « Bassin du Dugeon », Figure 28). Il s'agit d'une vaste dépression de plus de 15 km de longueur le long d'un axe sud-ouest nord-est et d'environ 5 km de largeur dont l'altitude varie de 850 m au sud-ouest à 800 m au nord-est. Le sud-est de cette dépression est délimité par le premier anticlinal (« la montagne du Laveron ») de la Haute-Chaîne du Jura culminant à plus de 1100 m d'altitude. L'anticlinal du Laveron est chevauchant sur le synclinal de Frasne-Bouverans (orientation ~N45°). Au nord-ouest à la limite vers le Plateau de Levier apparaît un autre anticlinal, moins prononcé que celui du Laveron, culminant à environ 890 m d'altitude (Figure 28).

5.2 Contexte hydrogéologique

Les différentes circulations hydrologiques sont décrites en partant de la surface vers les niveaux les plus profonds. Du fait de la dominance de roches carbonatées dans la région, les eaux souterraines et de subsurface ont une signature bicarbonatée-calcique, où la conductivité électrique est principalement expliquée par la concentration en calcium et bicarbonate. Certaines eaux de surface présentent néanmoins une chimie proche de l'eau de pluie du point de vue de la minéralisation et riche en matière organique (dissoute et particulaire) de par l'importance des couvertures tourbeuses (Collin, 2016; Duraffourg et Palacio, 1981; Nisbet et Verneaux, 1970). Le contexte géologique relate également la présence de silicates pouvant avoir différentes origines : la fraction siliceuse des calcaires ou des marnes crétacées et purbeckiennes, les argiles et les roches allochtones des dépôts glaciaires, ou encore des argiles de décalcification (Jeanblanc et Schneider, 1981).

5.3 Hydrologie de surface

Le gradient d'altitude Sud-Ouest Nord-Est du bassin du Dugeon contraint la circulation des eaux de surface qui sont drainées par le cours d'eau en direction du nord pour rejoindre le Doubs. Ce cours d'eau prend sa source à l'est de la montagne du Laveron (village de Vaux et Chantegrue, département du Doubs) avant de se jeter dans la rivière le Doubs (au niveau du village de Doubs) au nord de Pontarlier. Le Dugeon draine/traverse sur son parcours de nombreuses zones humides (Duraffourg et Palacio, 1981) qui se sont mises en place sur les dépôts fluvio-glaciaires (Figure 28). En effet, le bassin du Dugeon est caractérisé par la surface importante de zones humides (plus de 2000 ha dont 1057 ha de tourbières; Gauthier et al., 2015) mais également par le lac de l'Entonnoir (Figure 28). Parmi ces zones humides, les dépôts tourbeux atteignant des épaisseurs parfois de plus de 5 m interagissent avec les eaux de surface. Le ruisseau drainant la tourbière du Forbonnet est un affluent direct du Lotaud, petit cours d'eau se jetant dans le Dugeon.

5.4 Dépôts fluvio-glaciaires

Comme pour la plupart des synclinaux de la Haute-Chaîne du Jura, le synclinal de Frasne-Bouverans est comblé de dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires Quaternaires dont la puissance et la nature est spatialement hétérogène, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. Par exemple, la partie aval du synclinal de l'Arlier, au niveau de Pontarlier (Doubs), est constituée de dépôts provenant du cône fluvio-glaciaire de la cluse de Pontarlier et d'anciens dépôts de delta lacustre (V. Bichet, Com. Pers.). Ces dépôts forment un aquifère important sollicité pour l'utilisation d'eau potable de l'agglomération de Pontarlier (Cabinet REILE, 2012).

Plus au sud, un forage réalisé au lieu-dit « La Sarre à Cordier », à quelques centaines de mètres de la tourbière de Frasne, a mis en évidence la présence d'une nappe artésienne à 7 m de profondeur dans les dépôts morainiques argileux (Duraffourg et Palacio, 1981). L'ensemble de ces formations Quaternaires reposent sur les terrains du Crétacé moyen et inférieur, uniquement présents dans le synclinal.

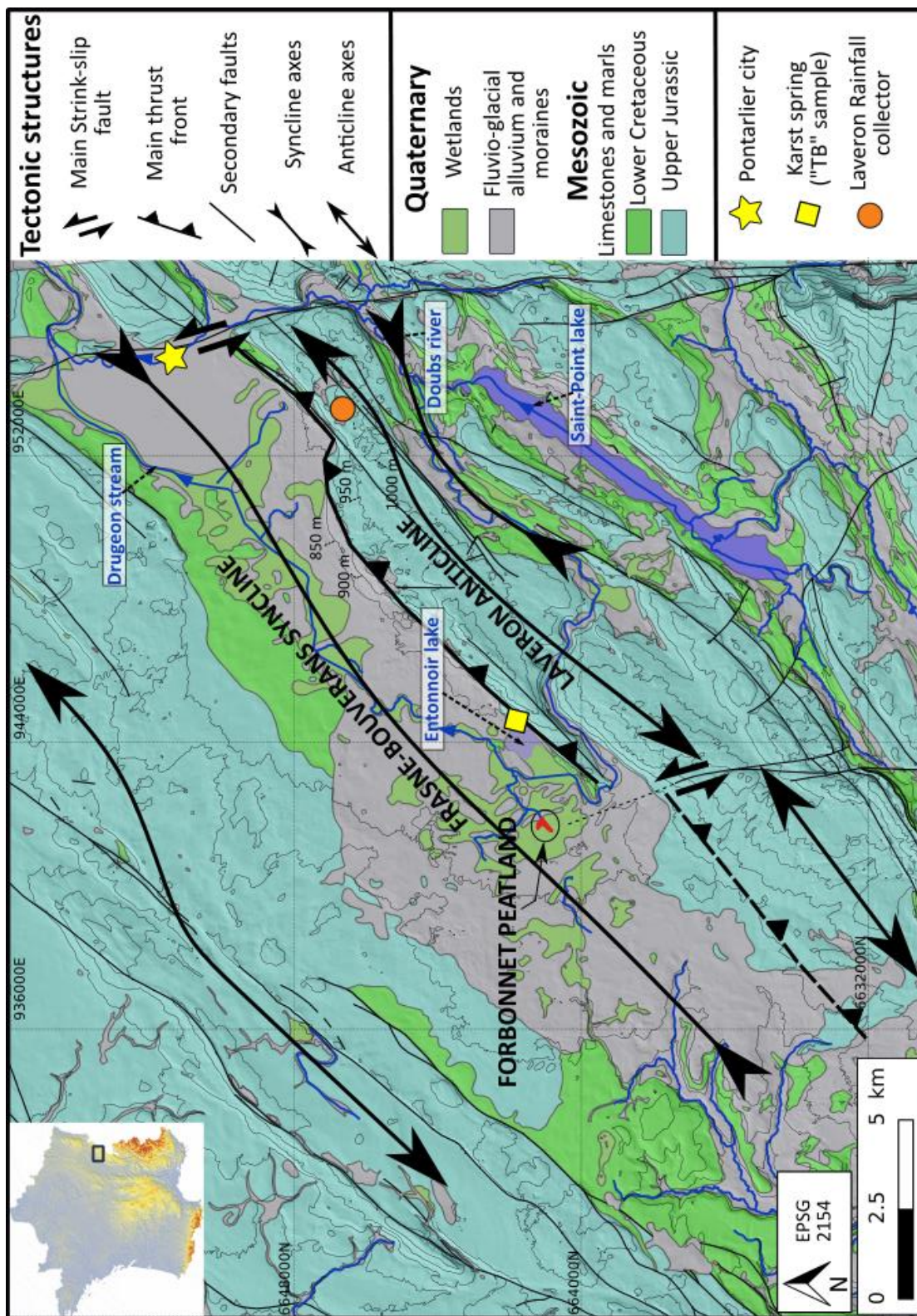


Figure 28 : Carte géologique du synclinal de Frasne Boverans. « TB sample » localise l'entrée nord-ouest du Tunnel du Bouquet. Contour des couches géologiques issu de la carte géologique du BRGM.

5.5 Les aquifères Mésozoïques

Les formations Mésozoïques forment l'ossature des plis et sont le siège des circulations d'eau souterraines d'ampleur régionale. Dans la Haute-Chaîne, les anticlinaux sont principalement composés de calcaires du Jurassique supérieur constituant un aquifère karstique important. Les synclinaux quant à eux ont préservés pour certains des niveaux du Crétacé inférieur composés à la fois de niveaux marneux et de niveaux calcaires (Duraffourg et Palacio, 1981; Miserez, 1973). De manière générale les aquifères du Crétacé et du Jurassique semblent séparés du point de vue hydrogéologique. En effet, les niveaux marneux au sein du Crétacé pourraient jouer le rôle de barrière et limiter les flux d'eau (Figure 29, Pasquier et al., 2006).

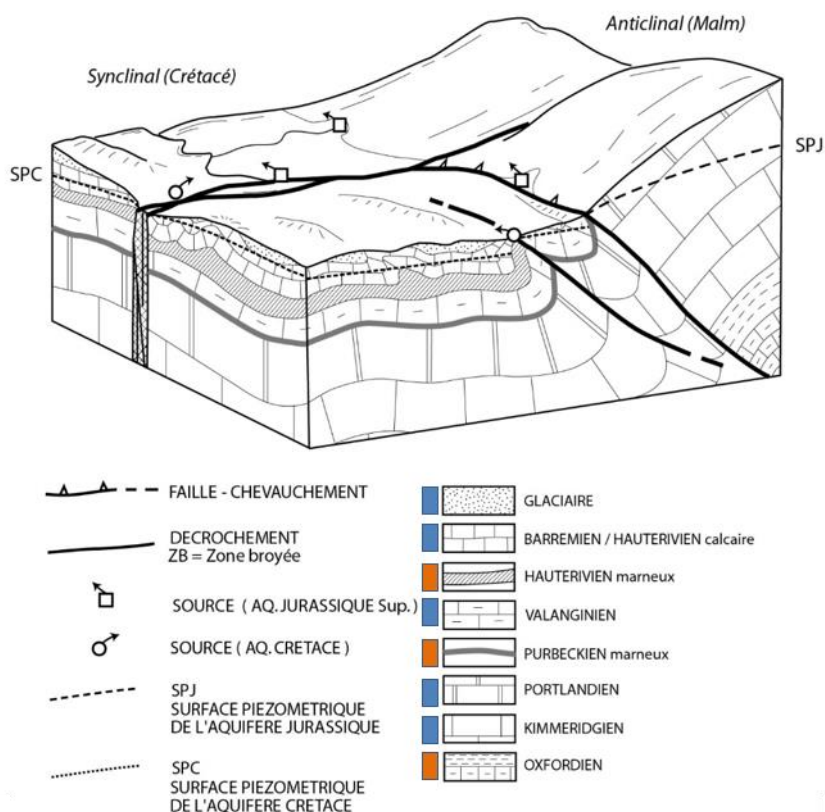


Figure 29 : Schéma conceptuel synthétique de la relation entre les aquifères Crétacé inférieur (synclinaux) et Jurassique supérieur (anticlinaux) dans la Haute-Chaîne du massif jurassien (Pasquier et al., 2006).

5.5.1 Formations Crétacé

Les calcaires du Barrémien et de l'Hauterivien (Crétacé moyen et inférieur, puissance d'environ 70 m) constituent un premier aquifère karstique (Figure 29). Dans les environs de la tourbière de Frasne, la puissance du Barrémien est limitée et l'Hauterivien calcaire n'est pas préservé partout. Séparé par un niveau de marnes de 60-70 m d'épaisseur (Hauterivien marneux), les calcaires du Valanginien (50-70 m d'épaisseur) constituent le second aquifère. Il est mentionné dans la notice de la carte géologique de Pontarlier que les aquifères Crétacé présentent un fonctionnement de type artésien dans les synclinaux (BRGM, 1960). La base du Valanginien est caractérisée par le Purbeckien (toit du Jurassique supérieur), niveau de 20 m d'épaisseur composé d'argiles et de marnes (Duraffourg et Palacio, 1981).

A l'échelle du synclinal, l'étude menée par Duraffourg et Palacio (1981) montrent à travers une approche géophysique que le toit du substratum (Crétacé) sous les couches du Quaternaire (tourbe et moraine) présente un relief chaotique marqué par des buttes et des dépressions. Ainsi, les dépressions caractériseraient les marnes de l'Hauterivien inférieur tandis que les buttes seraient coiffées du calcaire Hauterivien surmontant l'Hauterivien inférieur. Néanmoins, la difficulté à différencier la résistivité électrique des marnes Quaternaires et des marnes Hauteriviennes amène les auteurs à deux hypothèses sur la morphologie du substratum avant la mise en place des marnes Quaternaires. Ces deux hypothèses contraignent la puissance des dépôts marneux Quaternaires (Figure 30) :

- (1) Le calcaire Hauterivien et les marnes Hauteriviennes ont été érodés jusqu'à atteindre le calcaire Valanginien. La majorité des dépôts marneux dans les dépressions serait post-glaciaires.
- (2) Les marnes Hauteriviennes ont légèrement été érodées, suggérant que la majorité des dépôts marneux seraient Hauteriviens.

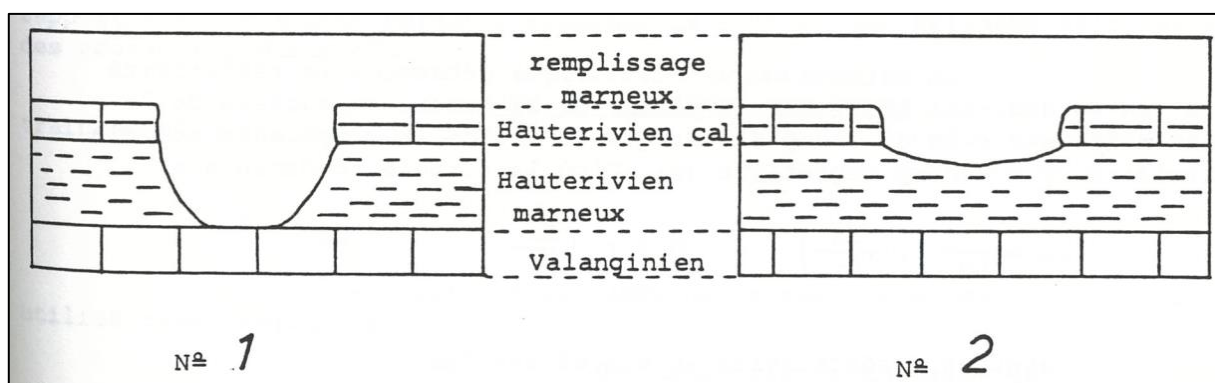


Figure 30 : Deux hypothèses sur le relief anté-glaciaire causé par l'érosion dans le synclinal de l'Arlier (Duraffourg et Palacio, 1981).

5.5.2 Calcaires jurassique supérieur

Les calcaires Jurassiques supérieur (Kimméridgien) structurant les anticlinaux de part et d'autre du synclinal et également localisés sous le synclinal représentent le troisième et principal aquifère karstique du secteur et plus généralement de la Haute-Chaîne du Jura (Figure 29). Sa puissance est de l'ordre de 200 mètres. De manière similaire à l'anticlinal du Mont d'Or, un tunnel ferroviaire (Tunnel du Bouquet, électrification en 1958) a été creusé perpendiculairement à l'axe de l'anticlinal du Laveron et a donc permis la réalisation d'une coupe géologique à travers les formations du Jurassique supérieur. La présence de faille dans l'anticlinal notamment mentionnée sur la coupe géologique du Tunnel (Figure 31; BRGM, 1974; <http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS001MDEN>) peut contraindre les écoulements d'eau. Il est également mentionné dans les documents annexes à la coupe géologique du tunnel que les zones de failles coïncident avec des zones de forte humidité. Un niveau de 10 à 20 m de dolomie dans le Jurassique supérieur « souvent cristallines ou cargneulisées » a été repéré au nord-est de Frasne par Duraffourg et Palacio (1981). Cette observation fait écho à la coupe géologique réalisée dans le Tunnel du Bouquet où de la dolomie a été observée dans les mêmes étages géologiques « Portlandien : Calcaire clairs souvent sublithographiques parfois dolomitiques » et « Kimméridgien : Calcaire rognoneux à sublithographiques gris à beige, parfois marneux ou dolomitique » (Figure 29 et Figure 31).

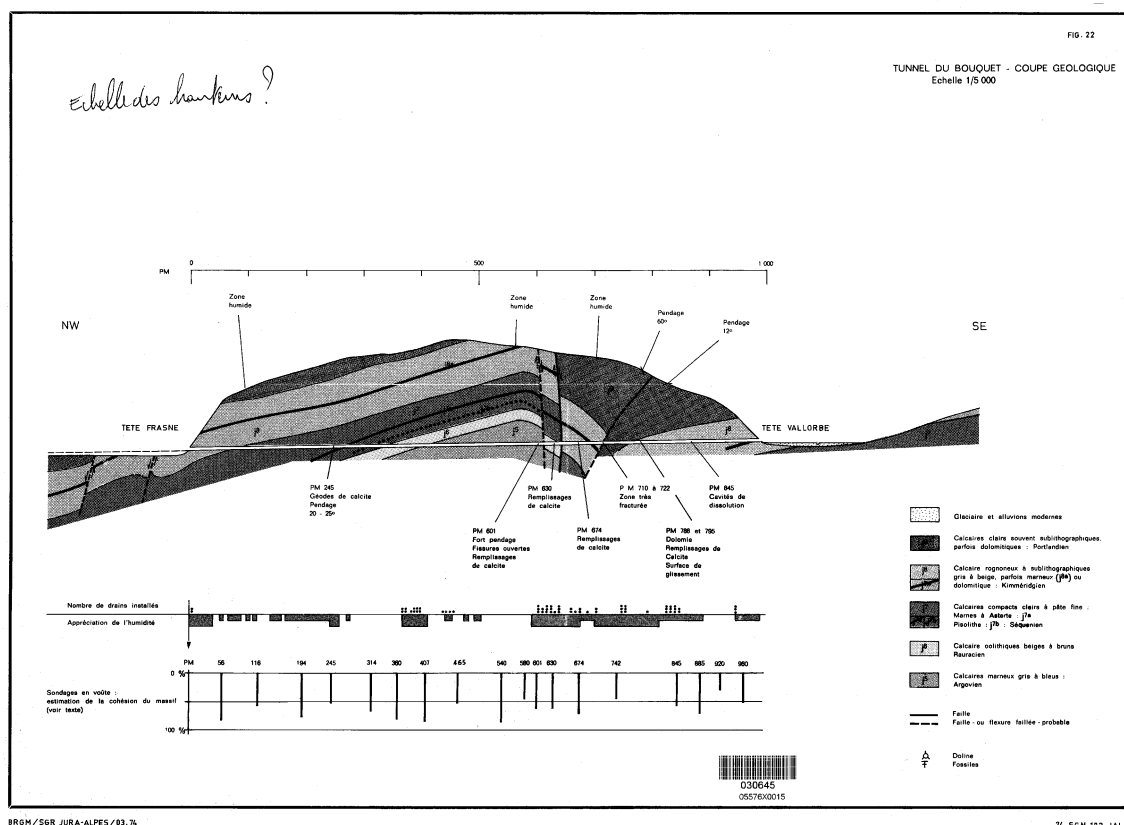


Figure 31 : Coupe géologique du Tunnel du Bouquet. BRGM, 1974
 (<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS001MDEN>).

5.6 Relation entre les différents hydrosystèmes

Outre les niveaux imperméables décrits ci-dessus séparant les niveaux aquifères (Figure 29), la présence de chevauchements au pied des anticlinaux et/ou de failles décrochantes peut servir de conduits hydrauliques dans certaines circonstances. Par exemple, plus au sud-est dans le massif du Jura, Luetscher et Perrin (2005) montrent que les décrochements verticaux constituent des drains préférentiels au niveau des anticlinaux. Le rôle des failles sur la karstogenèse et les flux d'eau dans les massifs carbonatés n'est pas décrit uniquement dans le massif jurassien comme en atteste la synthèse de Medici et al. (2021) sur les écoulements d'eaux souterraines dans les massifs carbonatés déformés. Par exemple, Bauer et al. (2016) montrent dans les Alpes carbonatées Autrichiennes l'importance des failles dans les circulations hydrauliques, pouvant avoir un rôle drainant pour les failles caractérisées par des roches perméables et fracturées ou de barrière hydraulique lorsque la zone de faille est imperméable (roche de type cataclasite).

Deux hypothèses sont ainsi avancées concernant les connections hydrologiques potentielles entre les aquifères du Jurassiques supérieur des anticlinaux et les aquifères du Crétacé inférieur des synclinaux :

- (1) Des transferts de masse d'eau, signifiant que l'eau de l'anticlinal alimente directement les aquifères Crétacé ;
- (2) Des transferts de pression d'eau, signifiant que la charge hydraulique importante des anticlinaux peut induire des déplacements verticaux d'eau localement dans les synclinaux.

Ces deux hypothèses sont matérialisées par des flèches sur la Figure 32. Ce schéma conceptuel (Figure 32) modifié d'après V. Bichet fait intervenir des plis dysharmoniques secondaires au sein des niveaux Crétacé du synclinal. Ces plis sont notamment mentionnés dans la carte géologique de Pontarlier et supposés à partir de profils géophysiques (BRGM, 1960; Claudon, 1977).

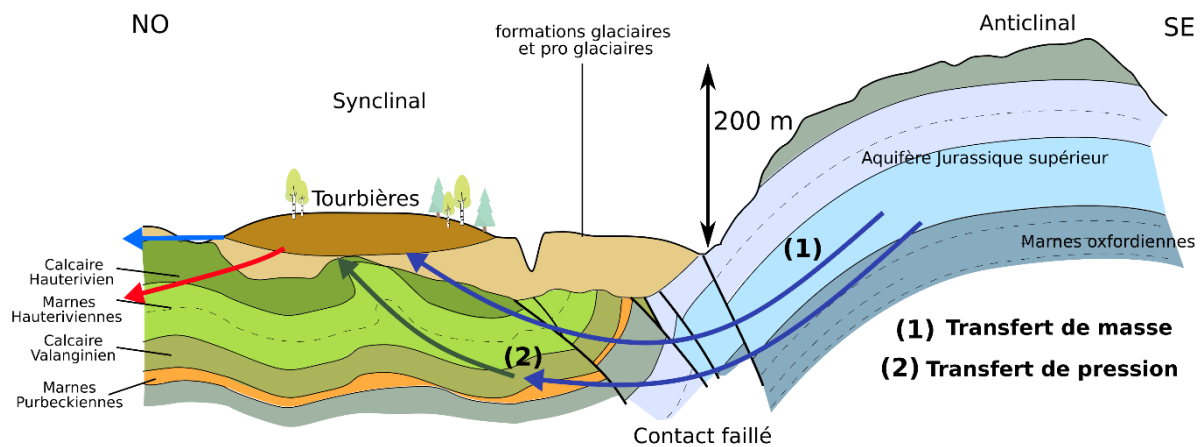


Figure 32 : Schéma conceptuel des transferts de pression et/ou de masse entre les anticlinaux et les synclinaux du massif jurassien (adapté d'après V. Bichet).

L'hypothèse (1) se vérifie dans le cas du lac de l'entonnoir où le lien hydrogéologique (transfert de masse d'eau) entre l'aquifère jurassique supérieur de l'anticlinal du Laveron et l'aquifère Crétacé du synclinal de Frasne-Bouverans est attesté par traçage (voir section suivante). Dans le Jura Suisse, Muralt (1999) a mis en évidence de telles relations avec la remontée d'eau circulant dans l'aquifère du Jurassique supérieur dans les niveaux du Crétacé inférieur au contact de failles.

L'hypothèse (2) est quant à elle étayée par des observations plus anciennes. La réalisation des travaux du tunnel du Mont d'Or (6 km de long) dans les années 1910-1913 pour rallier Frasne à Vallorbe a entraîné la vidange de drains karstiques (écoulements sous pressions) à deux reprises qui ont causé l'inondation du tunnel et de nombreux dégâts (décembre 1912 et avril 1913) (Bichet et Campy, 2008). Les eaux issues de la vidange des drains karstiques se sont écoulées du côté Suisse du Tunnel et ravagèrent le chantier. La Figure 33 illustre la vidange d'un drain karstique en décembre 1912. Les conséquences furent importantes puisque la source du Bief rouge (à Métabief, affluent du Doubs), qui alimentait en énergie 4 usines, s'arrêta de couler (« la Tribune de Lausanne du 14 janvier 1913 » ; le Figaro du 9 janvier 1913). Par conséquent, le débit du Doubs diminua. Ces travaux impactèrent également le régime hydrologique d'autres sources situées à plusieurs kilomètres comme la source de la Fontaine Ronde (localisé dans un synclinal Crétacé le long du décrochement de Pontarlier) ou encore la Grande Source de Malbuisson, montrant la connectivité hydrologique à l'échelle de grandes structures géologiques (Fournier, 1917; Jeanblanc et Schneider, 1981; Mudry, 1987). Ces faits posent la question des transferts de masse et/ou de pression à l'échelle du massif et notamment des connections entre les synclinaux et les anticlinaux.



Figure 33 : Carte postale montrant une résurgence d'eau dans le cœur de l'anticlinal du Mont d'Or lors des travaux du tunnel ferroviaire sous le Mont d'Or dans les années 1910.

5.6.1 Le lac de l'entonnoir

Au pied de l'anticlinal du Laveron, le lac de l'entonnoir (ou « lac de Bouverans »), situé à seulement 2 km à l'est de la tourbière du Forbonnet, est caractérisé par un fonctionnement hydrogéologique complexe (Figure 28). Les variations du niveau du lac sont très importantes comme en témoigne l'étiage de 2018 qui a mis le lac à sec. A cette occasion, des structures géologiques en forme d'entonnoir (« pockmarks ») ont pu être observées (Figure 34 et Figure 35 ; Reusch et al., 2015). De telles structures ont pu être observées dans le massif jurassien, notamment au pied de la Haute-Chaîne jurassienne dans le lac de Neuchâtel ou encore au pied du Mont Tendre (Letsch, 2020; Reusch et al., 2015). En outre, un lien hydrogéologique entre le lac de l'entonnoir et l'anticlinal du Laveron a pu être attesté lors d'un traçage en 2012 (Etudiants Master GAP Besançon). Le traceur injecté sur le sommet de l'anticlinal est ressorti dans le lac au niveau de l'entonnoir principal localisé sous le lac 5 jours après l'injection. Trois jours après, le traceur a également été détecté à la sortie du Tunnel du Bouquet et au niveau d'un second entonnoir sous le lac. De plus, le bilan hydrologique d'un évènement pluvieux important (75 mm d'eau en une trentaine d'heure) durant cette période a mis en évidence que le volume d'eau tombé sur la surface du bassin versant topographique du lac ne suffit pas à expliquer le volume d'eau mobilisé par l'augmentation du niveau du lac. Ces résultats sont une illustration de transferts d'eau entre l'aquifère Jurassique supérieur de l'anticlinal et les dépôts Crétacé du synclinal au niveau du chevauchement. Ce contexte de pied de versant est également souligné par de nombreuses sources émergentes au pied du Laveron culminant 200 m au-dessus de la vallée.

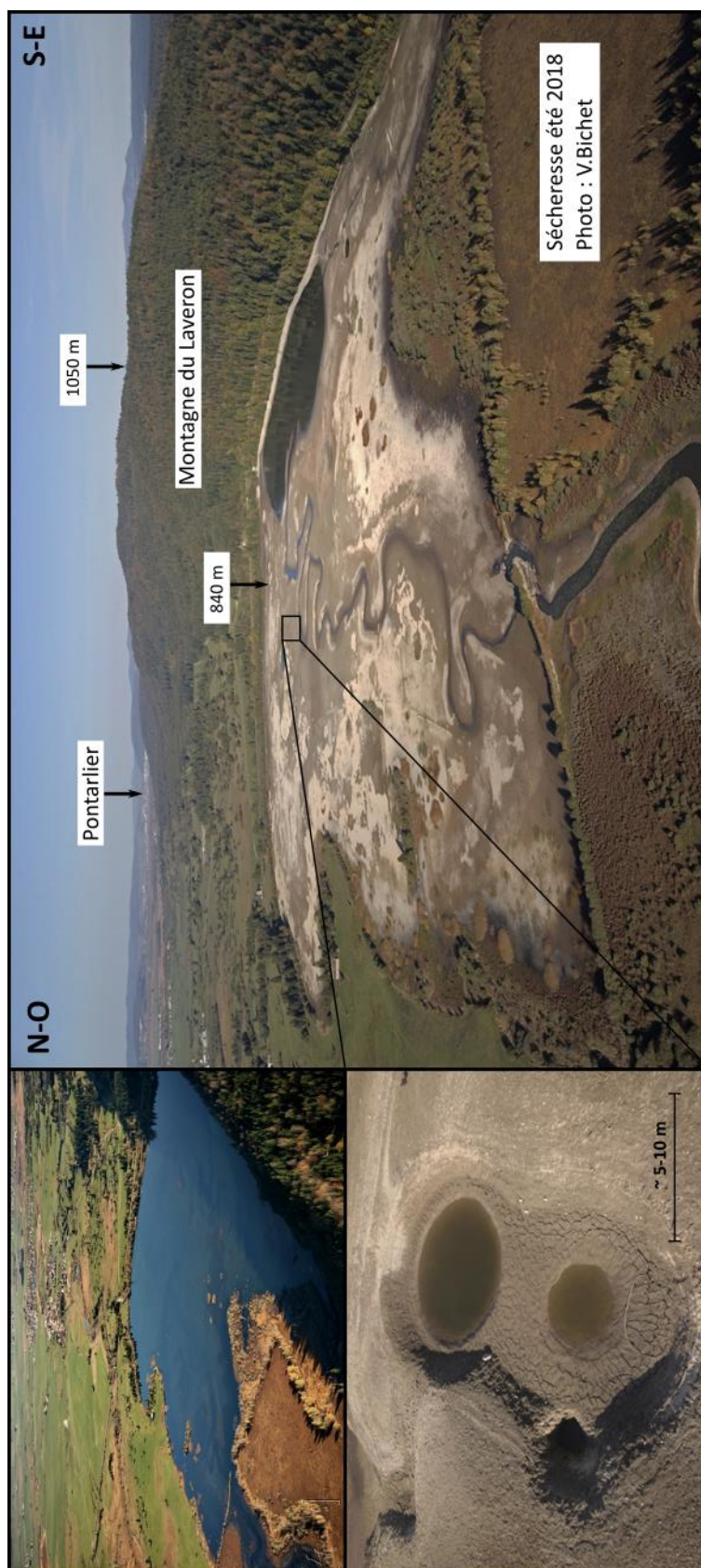


Figure 34 : Photographies aérienne du Lac de l'Entonnoir. L'image de droite montre le lac vide durant l'étiage de 2018. La période d'assec du lac permet d'observer une trentaine de structure circulaires parfois décamétriques. Photographies : V. Bichet.

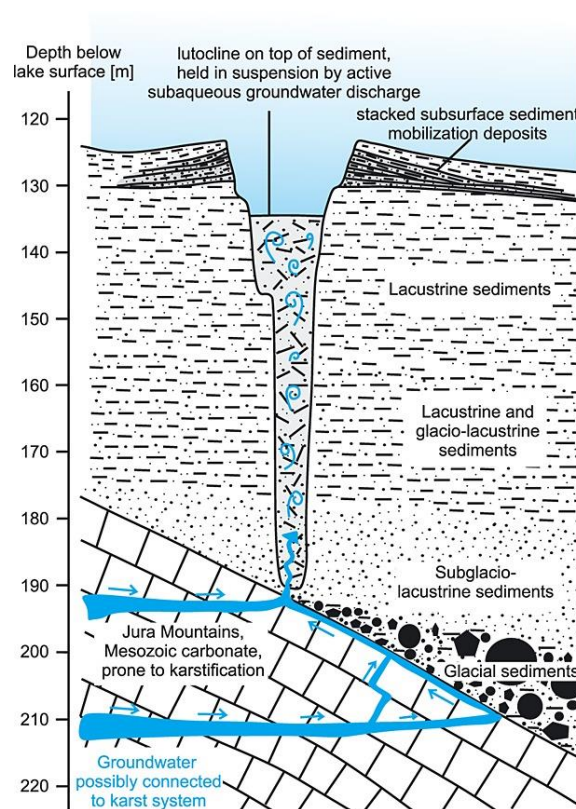


Figure 35 : Modèle conceptuel d'une structure type « pockmarks » sous le lac de Neuchâtel, au pied du massif du Jura côté Suisse (Reusch et al., 2015).

5.6.2 La doline du Creux au Lard (CAL)

Les nombreuses pertes localisées au sein du synclinal de Frasne-Bouverans et plus largement de la plaine de l'Arlier sont en contact avec les terrains du Crétacé. Les traçages réalisés au cours du XX^{ème} siècle dans ces pertes ont permis de délimiter une zone au sud alimentant le bassin versant de la source de l'Ain et une zone au nord alimentant le bassin versant de la Loue (Chauve et al., 1987). La limite supposée entre ces 2 bassins se trouverait à Frasne au sein du complexe des tourbières.

C'est dans ce contexte que l'on trouve, au sein du synclinal de Frasne-Bouverans, la doline du Creux au Lard (CAL), localisée au sud de la tourbière active du Forbonnet. Cette doline mesure environ 25 m de diamètre et 10 m de profondeur. Plus largement, il s'agit de la doline au stade le plus avancé d'un chapelet de plus petites dolines en cours de formation. La présence de cette doline dans le synclinal de Frasne-Bouverans s'inscrit dans la prolongation d'une faille décrochante senestre (décrochement dit de Rondefontaine) orientée N-S parallèle au décrochement de Pontarlier (Figure 28). Ainsi, des arrivées d'eau sous pression le long de ce décrochement dans l'axe du Creux au Lard traversant l'anticlinal plus au sud n'est pas une hypothèse à exclure.

Du point de vue hydrologique, le CAL présente deux particularités. D'une part, il est relié au karst régional (aval) en alimentant la source de l'Ain (Briot, 2004). Le traceur (5 kg de fluorescéine) a été injecté le 2 Juin 2004 et est ressortit entre le 8 et 10^{ème} jours après l'injection à la source de l'Ain et à la source de la Papeterie (même réseau karstique plus en aval). Le pic de concentration a été plus de deux fois supérieur à la source de l'Ain (32 contre 14 µg/L à la source de la Papeterie). Le traceur a parcouru les 14 km séparant le CAL de la source de l'Ain à une vitesse d'environ 75 m par heure. De la fluorescéine a été retrouvée au niveau des deux sources jusqu'au 17^{ème} jour après l'injection. Ce traçage a donc pu mettre en évidence que le CAL est connecté à un réseau karstique important, *i.e.* d'envergure régionale. La source de l'Ain étant localisée à la limite entre le toit du Jurassique et la base du Crétacé, il est probable que l'eau ait circulé dans l'aquifère Valanginien inférieur. Par conséquent, cela suggère que l'eau peut circuler au sein des marnes de l'Hauterivien

inférieur séparant les calcaires de l'Hauterivien (Creux au Lard) et l'aquifère calcaire du Valanginien (drainé par la source de l'Ain).

D'autre part, le CAL est caractérisé par des cycles de remplissages et de vidanges d'une durée de l'ordre d'une trentaine d'heures (Figure 36 et Figure 37). La fréquence et l'intensité de ces cycles sont suivis depuis l'été 2018 par les chercheurs des Mines de Saint-Etienne à l'aide d'une sonde pression-conductivité-température. Les résultats présentés dans cette section sont ceux de l'équipe des Mines de Saint-Etienne et seront davantage détaillés dans le rapport ZHTB (Paran et al., in press). Entre le mois de Juin 2018 et de décembre 2020, 21 phases de remplissages-vidanges du CAL ont eu lieu. Certaines de ces phases sont caractérisées par un seul cycle de remplissage-vidange (événement simple) tandis que d'autres par plusieurs cycles successifs (événements multiples) (Figure 36).

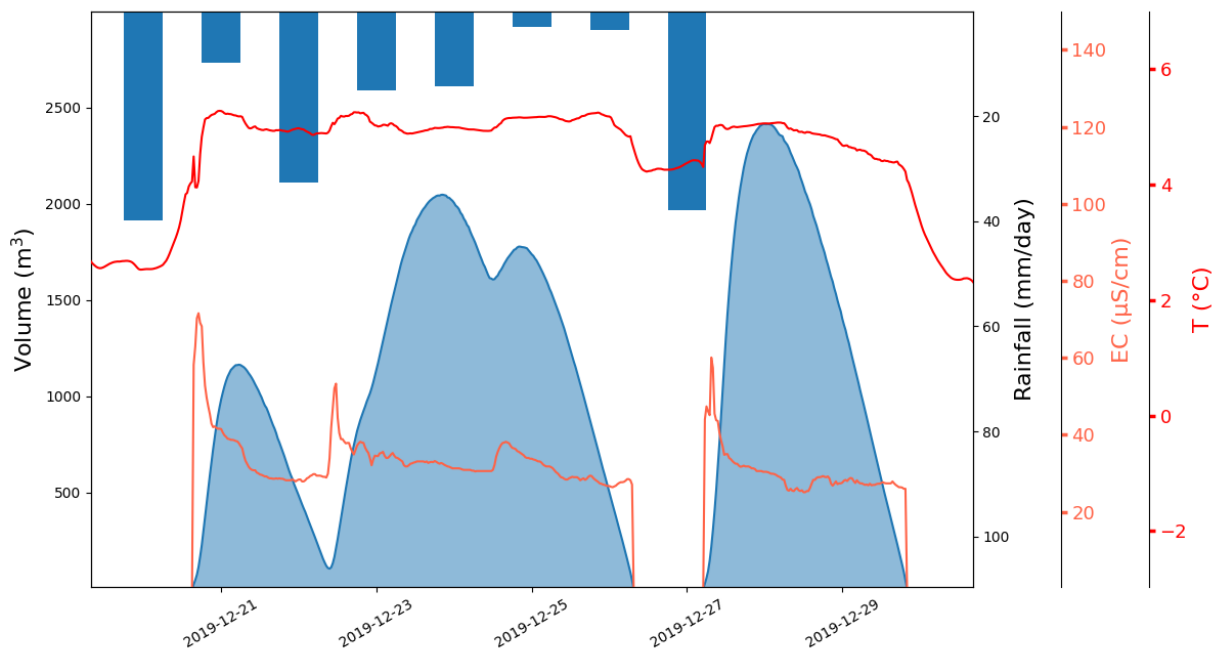


Figure 36 : Exemple de cycle du remplissage du Creux au Lard (événement multiple) en décembre 2019.

Chaque événement de mise en charge du CAL débute par un pic de conductivité électrique (Figure 36). Le volume est calculé à partir de la hauteur d'eau mesurée dans le CAL et des dimensions de la doline obtenues avec un modèle numérique de terrain. Les modalités de remplissage du CAL demeurent encore mal contraintes et des investigations sont en cours pour améliorer leur compréhension comme cela a pu être le cas lors d'un projet tutoré de Master de l'Université de Franche-Comté (Bernard et al., 2021). La fonction perte du CAL a pu être observée sur le terrain mais son rôle émissif demeure encore au stade d'hypothèse. Deux mécanismes sont pour l'instant avancés pour expliquer ces événements (Figure 38) :

- (1) Le flux des eaux de ruissellement issus des flancs du CAL lors des événements pluvieux intenses est supérieur au flux de vidange maximum.
- (2) La mise en charge du niveau du karst induit une remontée d'eau dans le CAL.

Il n'est pas exclu que la combinaison de ces deux phénomènes participe à la mise en place des remplissages du CAL. Par exemple, un niveau karstique élevé peut restreindre l'évacuation des eaux de ruissellement par le CAL, entraînant le remplissage de celui-ci (Figure 38).



Figure 37 : Photographies du Creux au Lard vide (A et B) et rempli (C).

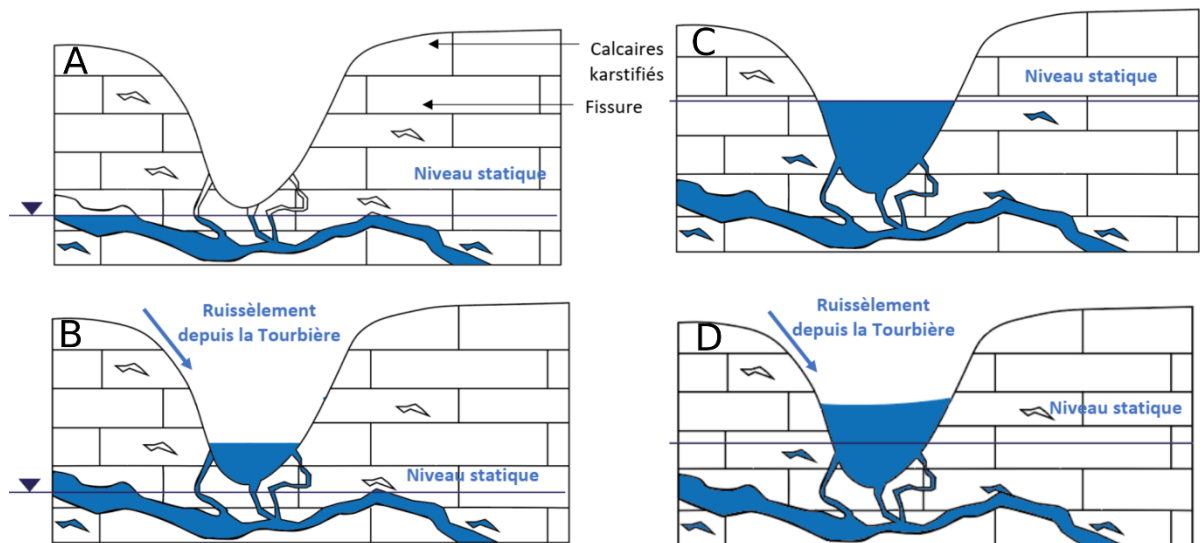


Figure 38 : Différents scénarios envisagés pour expliquer le remplissage du Creux au Lard (CAL ; modifié d'après Bernard et al., 2021). A : période sans remplissage où la profondeur de la zone saturée dans le karst est inférieure à la cote du CAL. B : hypothèse de mise en charge du CAL impliquant uniquement le ruissèlement depuis la tourbière. C : hypothèse de mise en charge du CAL impliquant uniquement une remontée du niveau du karst. D : hypothèse de mise en charge du CAL impliquant à la fois le ruissèlement depuis la tourbière et une remontée du niveau du karst.

Ces mécanismes potentiels de trop-plein des siphons karstiques au fonctionnement émissif, comme supposé au CAL, sont documentés dans la littérature (Morlo, 1999). En effet, il existe d'autres structures similaires dans le massif du Jura comme en témoigne l'inversac du Creugenat, en Suisse (Hessenauer et Meury, 2002; Vouillamoz et al., 2013). Le Creugenat est une doline de 15 m de profondeur donnant accès à une rivière souterraine qui se met en charge par intermittence. Lorsque cette rivière se met en charges, un reflux d'eau est expulsé au niveau de la doline et alimente un déversoir temporaire de surface.

Les éléments hydrogéologiques abordés dans cette partie, suscitent des questions sur les modalités de transferts des eaux (parcours, dynamiques, sens des interactions) au sein du synclinal de Frasn-Bouverans et de l'anticlinal du Laveron entre les hydrosystèmes de surface (tourbe, moraines) et le karst (Crétacé ou Jurassique, c'est-à-dire du synclinal ou de l'anticlinal). Les éléments de contextes abordés permettent néanmoins de suggérer un schéma conceptuel général de ces relations hydrogéologiques (V. Bichet, Figure 32). Afin d'apporter de nouveaux éléments de compréhension à ce système, des outils géochimiques, principalement des traceurs environnementaux, sont employés dans le cadre de ce travail de thèse (chapitre 3, section 3).

6 De l'échelle du complexe tourbeux de Frasn-Bouverans à celle de la tourbière active du Forbonnet

6.1 Réserve Naturelle Régionale et site labélisé RAMSAR

A l'échelle du Bassin du Drugeon, l'ensemble des zones humides et des tourbières constitue une richesse patrimoniale notamment de par la biodiversité qu'elles abritent. A ce titre, cet ensemble est depuis 2003 labélisé RAMSAR (« Bassin du Drugeon », 5 978 ha sur 12 communes) (Figure 39). RAMSAR est une convention internationale adoptée le 2 février 1971 (ville de RAMSAR en Iran) pour la préservation des zones humides et des ressources qu'elles constituent en apportant une reconnaissance internationale sur la qualité des zones humides (Bridgewater et Kim, 2021; "Homepage | Ramsar," n.d.). Depuis le 02 février 2021, journée mondiale des zones humides, et pour les 50 ans de la signature de la convention RAMSAR, le site a été considérablement agrandi sous le nom de « Tourbières et lacs de la Montagne jurassienne » (Parc Naturel du Haut Jura, 2021; http://www.parc-haut-jura.fr/fr/site-habitant/eaumilieus-humides/site-ramsar/site-ramsar-tourbieres-lacs-montagne-jurassienne.263-1179-1256__3456.php). A l'échelle du massif du Jura, la zone RAMSAR s'étend de Saint Claude à Pontarlier au nord. Elle représente une superficie de 12 145 ha, intègre 52 communes et s'appuie sur 12 sites Natura 2000. Les 18 lacs et 125 tourbières appartenant à cette zone RAMSAR représentent environ 40 % de l'ensemble de la zone tourbeuse du massif jurassien (<https://rsis.ramsar.org/fr/ris/1266>). Cette extension du site RAMSAR est le fruit d'un conjoint travail de l'EPAGE (Etablissement Public d'Aménagement et de Gestion de l'Eau) Haut-Doubs Haute-Loue et de Parc Naturel du Haut Jura qui en sont tous deux co-gestionnaires. Cette labélisation met en lumière le travail de préservation et de restauration effectué ces dernières années notamment avec le programme européen de restauration des tourbières (Life Tourbières du Jura). Au-delà de la reconnaissance apportée par la convention RAMSAR, celle-ci constitue un outil face aux défis actuels de sensibilisation et de gestion des zones humides. La surface couverte par la labélisation RAMSAR dans la vallée du Drugeon est intégrée dans la zone Natura 2000 « Bassin du Drugeon » dans le cadre de directives européennes habitats, faune et flore (<https://inpn.mnhn.fr/site/natura2000/FR4301280>).

La partie sud de la vallée du Drugeon abritent une surface importante de tourbières appelé le complexe tourbeux de Frasn-Bouverans (Figure 39). Une partie de ce vaste complexe tourbeux est intégrée dans la Réserve Naturelle Régionale (RNR) de Frasn-Bouverans depuis 1986.

Le complexe tourbeux du Forbonnet est une sous-unité du complexe tourbeux de Frasne-Bouverans dont environ 100 ha font partie de la RNR de Frasne-Bouverans (Figure 39). Ce complexe abrite la tourbière active du Forbonnet qui fait l'objet de ce travail de thèse et est également classée ZNIEFF (Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique) de type 1 et 2 (<https://inpn.mnhn.fr/zone/znief/430009449>).

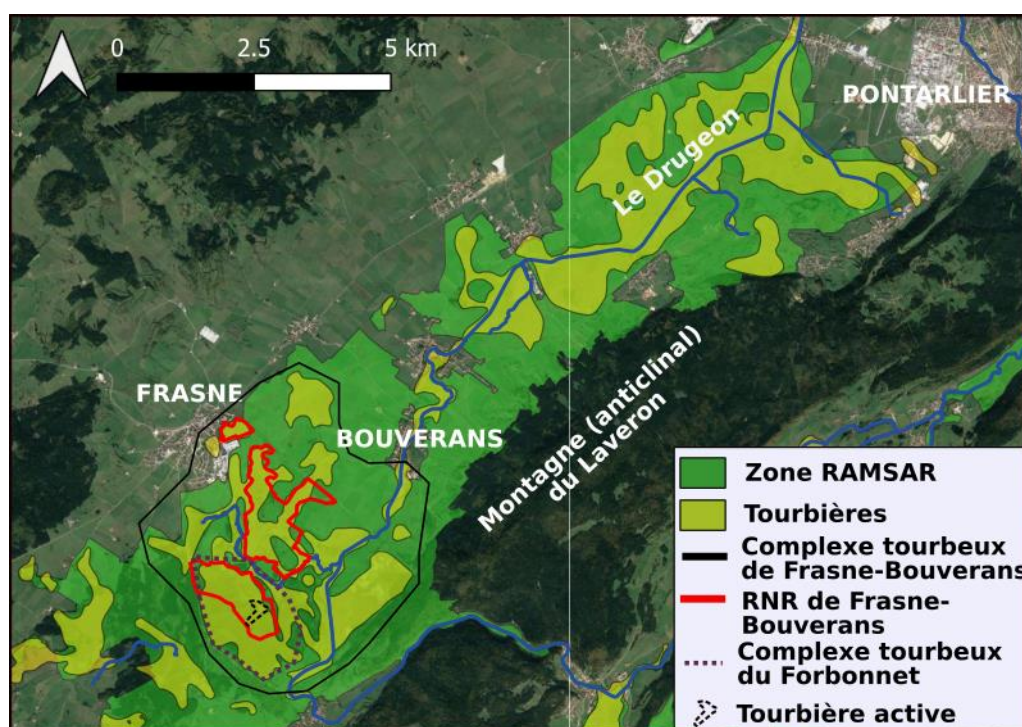


Figure 39 : Carte de présentation de la vallée du Drugeon où la surface de la zone NATURA 2000 est quasiment la même que la zone labélisée RAMSAR. La surface « Tourbières » correspond à la cartographie des tourbières provenant de la carte géologique du BRGM de 1960. Les limites du complexe tourbeux de Frasne-Bouverans et du Forbonnet sont approximatives.

6.2 Présentation du site et terminologie

Au sein du complexe tourbeux de Frasne-Bouverans, le complexe tourbeux du Forbonnet représente une surface d'environ 300 ha (Figure 39, Magnon, 2017). L'ensemble est drainé par un exutoire en surface lui-même alimenté par deux affluents drainants respectivement la partie nord-ouest et la partie sud-est du complexe tourbeux (surface totale d'environ 100 ha, chapitre 3, section 3).

Ce complexe est constitué des tourbières bombées et boisées (les plus matures, majorité de la surface), d'un bas marais alcalin (~1,4 ha) et d'une tourbière dite « active » correspondant à une tourbière de transition (7 ha) (Figure 40 et Figure 41). La dénomination de cette tourbière « active » peut parfois porter à confusion et vise à traduire que la tourbière est encore largement recouverte par des plantes turfigènes (en particulier les sphaignes), et, bien que soumise au drainage par des fossés, n'a pas été autant exploitée contrairement à d'autres secteurs du complexe tourbeux. Elle fut encore parfois appelée « tourbière vivante » mais ce terme tend à être moins utilisé car il peut porter à confusion, les tourbières boisées n'étant pas « mortes ». Du point de vue de la morphologie (tourbière non bombée localisée dans une dépression), la tourbière active peut être définie comme une tourbière de transition. La zone nord est plutôt caractéristique d'un transitional poor fen tandis que la zone sud d'un bog. A l'échelle de la plateforme scientifique, la zone WET correspond davantage à un transitional poor fen (microtopographie davantage plate) tandis que la partie DRY de la plateforme scientifique est définie comme un bog et présente une microtopographie beaucoup plus marquée (Delarue et al., 2011a).

De plus, bien que le niveau de tourbe de surface semble principalement alimenté par les précipitations, il n'en demeure pas moins que les niveaux plus profonds de tourbe sont alimentés par des eaux plus minéralisées donnant ainsi une dimension fen au milieu. Néanmoins, du fait de la couverture importante de sphaigne, de l'ombrotrophisation du site, la tourbière active est appelée bog lorsqu'elle est considérée dans son ensemble contrastant avec le bas marais alcalin qui correspond plutôt à un « rich fen ». Le bas marais (« rich fen ») est lui couvert par tout un cortège de plantes vasculaires typiques de milieu riches en nutriments, e.g. notamment de diverses espèces de *Carex*, du trèfle d'eau (*Menyanthes trifoliata*) et des plantes herbacées tel que la Reine-des-Prés (*Filipendula ulmaria*) ou le Gaillet aquatique (*Galium uliginosum*) (Bailly, 2017).

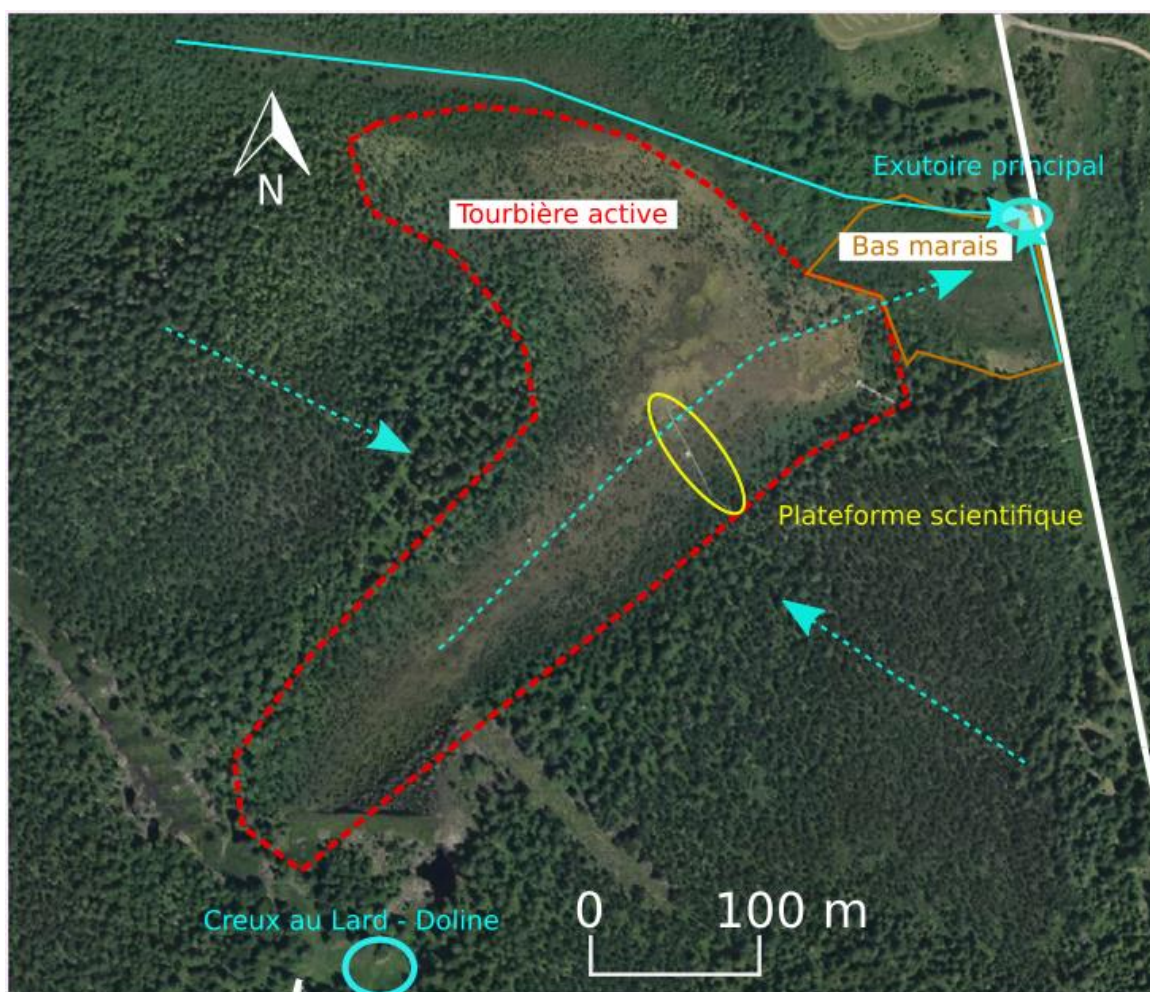


Figure 40 : Carte de présentation de la tourbière active du Forbonnet entourée par des tourbières boisées (au sud, à l'est et à l'ouest) et par le bas marais au nord-est. L'exutoire du système ainsi que les flux d'eau principaux sont indiqués en bleu. L'étoile localise le mat eddy-covariance.

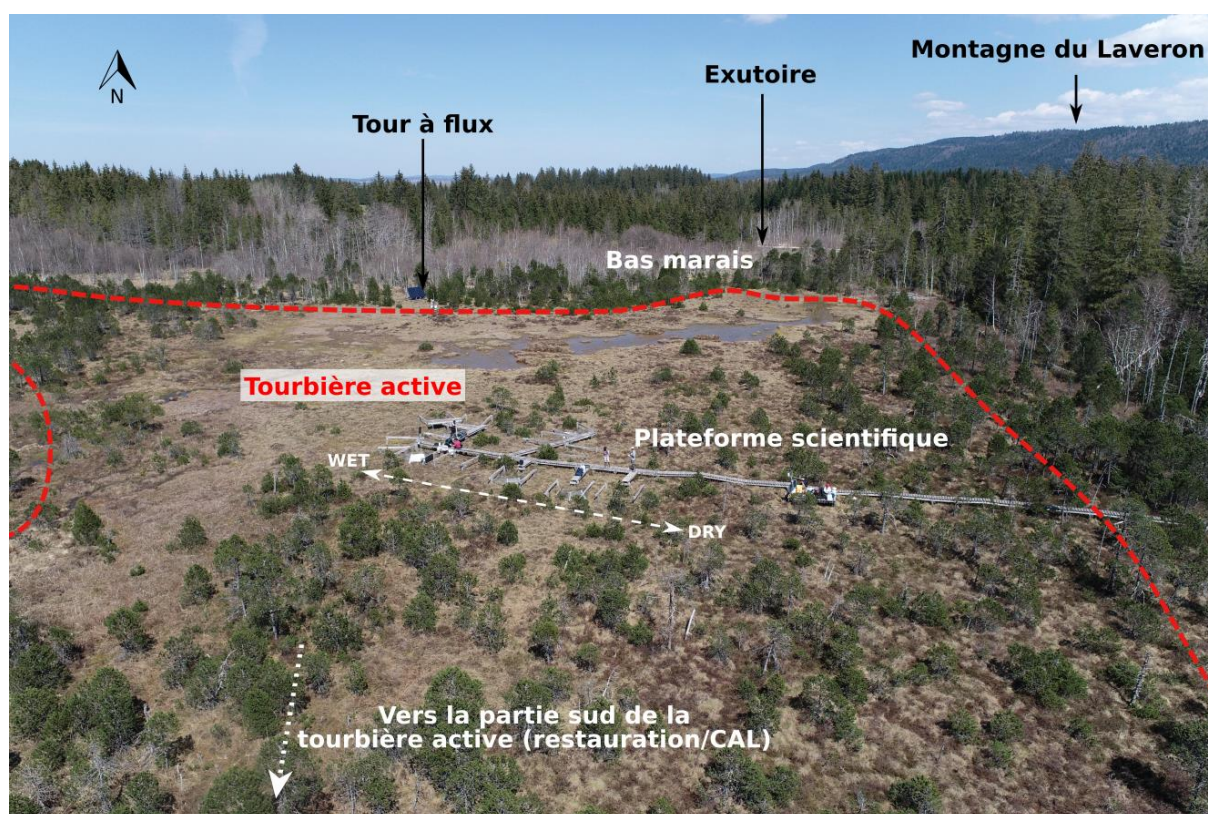


Figure 41 : Prise de vue aérienne (drone) de la partie nord de la tourbière active (contour en rouge) permettant de visualiser la plateforme scientifique en premier plan et le mat eddy-covariance en second plan. L'exutoire du système est également localisé. Le bas marais se situe entre la tourbière active et l'exutoire mais est écrasé par la prise de vue. L'anticlinal du Laveron est également visible en haut à droite de l'image. L'annotation CAL signifie Creux au Lard. Crédit photo : Open Lab Dream, UBFC, G. Bertrand, Mars 2021.

6.3 Historique de la recherche scientifique au Forbonnet

Les principales activités de recherches portant sur le site du Forbonnet sont reportées sur une frise chronologique (Figure 42) et détaillées ci-dessous.

Le Bassin du Dugeon suscite l'intérêt des scientifiques depuis de nombreuses années. Dans les années 1970-80, le Centre Universitaire d'Etudes Régionales - Université de Franche-Comté - a réalisé de nombreuses études (écologie, hydrologie, pédologie) et publié des ouvrages de synthèse (BRUCKERT et GAIFFE, 1985). La thèse de Duraffourg et Palacio, (1981) illustre cette dynamique de recherche à travers une étude sur le fonctionnement hydrogéologique et géophysique du synclinal de Frasne-Bouverans.

Plus récemment, le projet PEATWARM (2008) financé par l'ANR a permis d'amorcer un suivi scientifique permanent sur la partie dite « active » de la tourbière du Forbonnet à travers un vaste projet de recherche. L'objectif de ce projet était de comprendre les processus de spéciation du carbone selon différents gradients écologiques, hydrologiques et de température dans les tourbières à sphaignes (Laggoun-Défarge et al., 2008). Ce projet a été réalisé en étroite collaboration avec les gestionnaires du site (EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue). C'est dans ce cadre qu'une plateforme scientifique, utilisée dans le cadre de cette thèse, a été mise en place.

Cette plateforme permet un suivi météorologique, hydrologique, écologique et depuis 2018 est complétée par un suivi des flux de gaz à effet de serre par la technique eddy-covariance (chapitre 3, section 4). Le ponton qui sert de support principal à la plateforme a été élaboré pour s'étendre selon un gradient WET-DRY depuis la bordure de la tourbière active, moins humide, jusqu'à son centre où la nappe d'eau peut fréquemment affleurer.

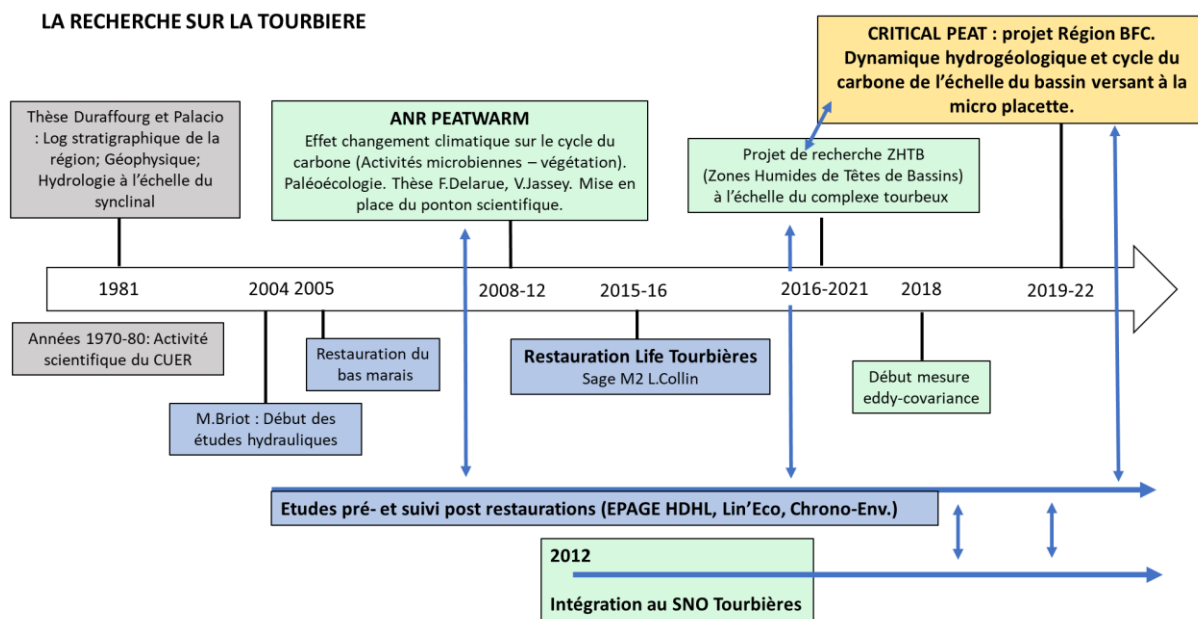


Figure 42 : Frise chronologique décrivant les principales activités de recherche sur et autour de la tourbière du Forbonnet.

Le projet PEATWARM a permis la réalisation de 2 thèses, la thèse de Frédéric Delarue (Delarue, 2010) et celle de Vincent Jassey (Jassey, 2011). La première avait pour objectif d'évaluer l'effet d'un réchauffement simulé (Open Top Chamber - OTC), de variations météorologiques saisonnières et de variations du degré d'humidité (gradient WET-DRY) sur le cycle du carbone dans la tourbière en particulier la dynamique de dégradation des matières organiques labiles et récalcitrantes. La seconde a utilisé les mêmes forçages mais s'est focalisée sur la « sphagnosphère » notamment sur les relations entre les communautés microbiennes et les composés phénoliques produits par les sphaignes qui inhibent la dégradation de la matière organique.

L'impulsion de l'ANR PEATWARM fut la base de la constitution du SNO Tourbières (Service National d'Observation Tourbières) qui a été créé en 2012 (Gogo et al., 2021 ; <https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>) et qui un est dispositif piloté par l'INSU/CNRS. La tourbière active du Forbonnet est l'une des quatre tourbières labélisées par le SNO Tourbières à travers la France. Les mêmes paramètres sont étudiés avec des protocoles scientifiques similaires (niveau d'eau, flux de carbones, végétation etc; Gogo et al., 2021). Ces quatre sites instrumentés, Frasne (Doubs), La Guette (Cher), Landemarais (Ille-et-Vilaine) et Bernadouze (Ariège) représentent ainsi différents contextes (altitudes, latitudes, humidité, histoire de la tourbière, types d'alimentation en eau, végétation) permettant d'appréhender le fonctionnement des tourbières tempérées selon différents gradients. Le SNO Tourbières permet de structurer la recherche scientifique sur les tourbières notamment avec la création d'une base de données en ligne à disposition de tous (<https://data-snot.cnrs.fr/data-access/>). En outre, il favorise les échanges pluridisciplinaires qui sont essentiels pour étudier la Zone Critique de manière générale et les tourbières où les interactions végétation-carbone-eau-atmosphère sont très fortes. A ce titre, le site est impliqué dans Infrastructure de Recherche (IR) OZCAR (Observatoires de la Zone Critique : Applications et Recherche ; Gaillardet et al., 2018; <https://www.ozcar-ri.org/fr/sno-tourbieres/>). Toujours du point de vue scientifique, le site de Frasne se trouve dans le périmètre de la ZAAJ (Zone Atelier de l'Arc Jurassien, <https://zaaj.univ-fcomte.fr/>) dont l'objectif est de fédérer les actions de recherches sur les socio-écosystèmes représentatifs d'une unité géographique.

En parallèle, des travaux de restauration hydrologique ont été accompagnés d'études co-réalisées par les gestionnaires, des bureaux d'études et des stages universitaires (chapitre 1, section 6.5).

Depuis 2016, la tourbière du Forbonnet est étudiée par une équipe de chercheurs de l'école des Mines de Saint Etienne et de l'université de Lyon (Paran et al., 2017). L'objectif est d'améliorer la compréhension du rôle hydrologique et hydrogéologique des Zones Humides de Têtes de Bassins (ZHTB) dans le soutien d'étiage des cours d'eau. Ce projet de recherche permet de mutualiser et d'alimenter les discussions scientifiques avec les recherches menées dans le cadre du projet CRITICAL PEAT (financé par la région Bourgogne Franche-Comté ; 2019-2022) dans lequel s'inscrit la présente thèse.

6.4 Le complexe tourbeux du Forbonnet : une mosaïque fonctionnelle issue d'une dynamique de mise en place complexe ?

De manière synthétique, le complexe tourbeux de Frasne-Bouverans peut être décrit par la phrase suivante extraite du rapport émis par la Division Protection de la Nature du CTGREF (Division Protection de la Nature du CTGREF, 1976) : *"La végétation de la tourbière offre une sorte de "condensé" de temps et d'espace : sur une superficie de quelques kilomètres carrés se présentent tous les degrés d'évolution d'une tourbière d'altitude depuis la tourbière vivante, puis consolidée, jusqu'à la tourbière boisée stade ultime, avec tous les stades intermédiaires."*

6.4.1 Mosaïque de type de tourbe

Les contrastes actuels de végétation et d'épaisseur de tourbe entre la tourbière active, le bas marais alcalin et les tourbières boisées suscitent un certain nombre de questions quant à la dynamique de mise en place du complexe tourbeux. Ces hétérogénéités sont présentes à différentes échelles. Tout d'abord à l'échelle du complexe tourbeux lui-même, où l'on retrouve des écosystèmes différents. Briot (2004) a mis en évidence des patches de typologie de tourbe différents (Figure 43). Des différences de végétation en découle des contrastes de type de tourbe où l'on retrouve de la tourbe brune et sombre au niveau du bas marais alcalin et blonde au niveau de la tourbière active (Tableau 1). A une échelle plus fine (pluri décimétriques à métrique), la microtopographie (les hummocks : buttes ; et les hollows : dépressions) permet à des végétations différentes de s'installer car la profondeur de la nappe d'eau est différente dans les deux types micro-écosystèmes (Delarue, 2010; Jasse, 2011).

6.4.2 Mosaïque d'épaisseur de tourbe et topographique

La topographie du substrat sous les corps tourbeux a été investiguée à plusieurs reprises. Une première cartographie des épaisseurs de tourbe a été effectuée dans le cadre de l'Atlas de recensement des tourbières en 1949 (Ministère de l'industrie et du commerce, D. des mines et al., 1949). Une seconde carte est également disponible dans la thèse de Durrafourg et Palacio (1981). Plus récemment, Collin (2016) a réalisé près de 300 sondages manuels afin de cartographier précisément la topographie du substratum sous la tourbière (tourbière active et bas marais). Ce travail a permis de mettre en évidence les hétérogénéités de la topographie des dépôts morainiques sous-jacents et de préciser les dimensions de la dépression dans laquelle a pris place la tourbière active (Figure 44). Récemment, ces sondages ont servi de références pour la calibration d'une campagne de géophysique en 2019 menée dans le cadre du projet Zones Humides de Têtes de Bassins (ZHTB ; Paran et al., 2017). Les résultats préliminaires, à l'échelle du complexe tourbeux, mettent en évidence (1) des variations importantes de l'épaisseur de la tourbière de moins d'1 m à plus de 4 m, (2) des réflecteurs soulignant une structure horizontale des niveaux de tourbe dont les propriétés sont hétérogènes (nature de la tourbe et/ou de la minéralisation de l'eau) et (3) une interface tourbe-substrat rocheux ponctuellement hétérogène du point de vue topographique.

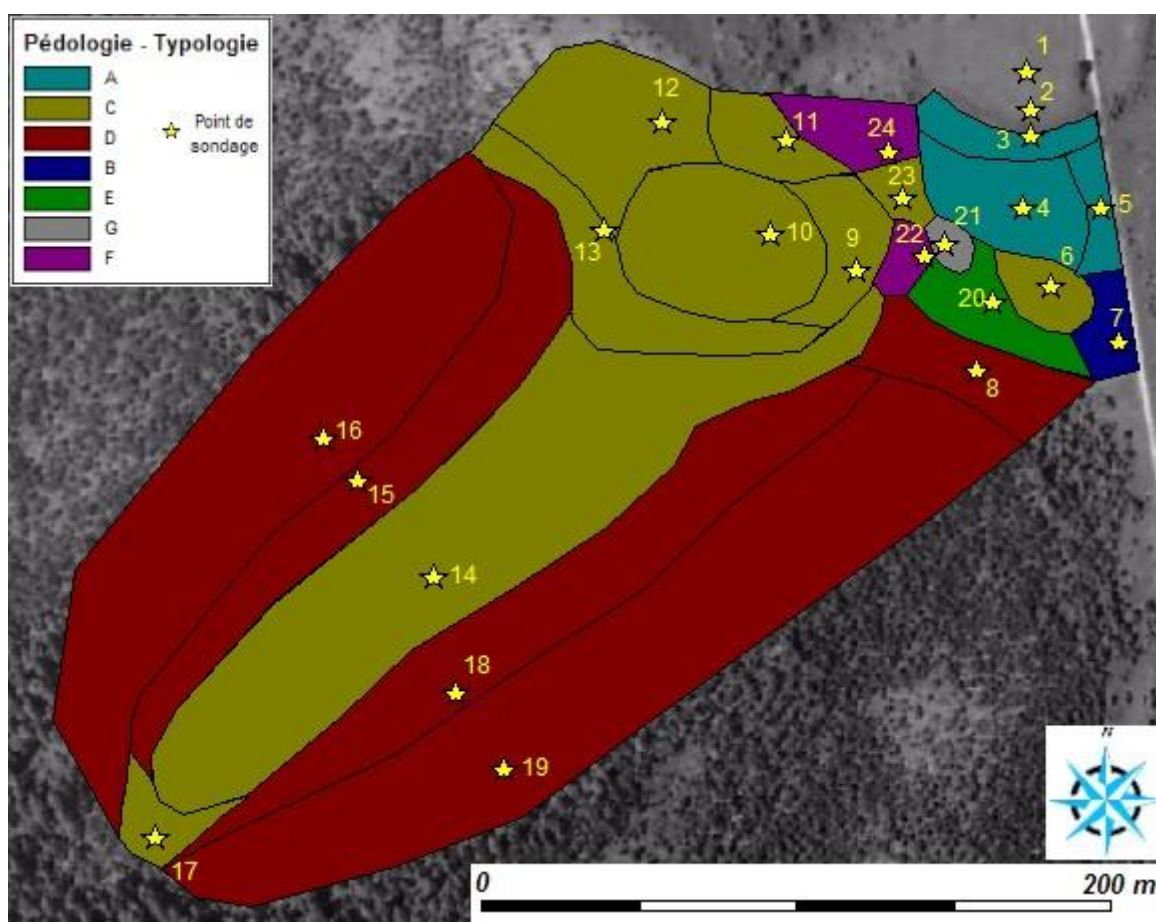


Figure 43 : Carte pédologique de la tourbière du Forbonnet réalisée par Briot (2004). La tourbière active correspond à la zone avec un taux de fibre supérieur à 70 %. La tourbière boisée correspond à la zone où le taux de fibre est entre 60 et 70 % et est de couleur rouge sur la carte. La zone de couleur bleu représente la majeure partie du bas marais alcalin.

Tableau 1 : Description pédologique du site d'étude se référant à la Figure 43 (extrait de Briot, 2004).

	A	B	C	D	E	F	G
Sondages	3,4,5	7	6,9,10,11,12,13,14,17,23	8,15,16,18,19	20	22,24	21
Végétation	molinie - laïches	boureaux - laïches	sphaignes - (laïches ou pins à crochets)	épicéas - bryophytes - myrtilles	épicéas - bryophytes - myrtilles	boureaux - laïches - molinie	boureaux - molinie
Profondeur (cm)	70 - 160	110	160 - 270	220 - 500	50	70 - 170	40
Couleur	brune sombre	noire	blonde	brune sombre à noire	noire	brune sombre	brune grise
pH	5,2 - 5,5	6,5	4,2 - 4,9	3,8 - 4,8	5,7	4,9	7,3
Taux de fibres (%)	60 - 70	70	> 70	60 - 70	50	70	40
d'après Gobat et al., 1998	Histosol fibrique	Histosol fibrique	Histosol fibrique	Histosol fibrique	Histosol fibrique	Histosol fibrique	Histosol fibrique
d'après Duchaufour, 2001	Tourbe eutrophe	Tourbe eutrophe	Tourbe acide	Tourbe acide	Tourbe eutrophe	Tourbe eutrophe	Tourbe eutrophe
d'après Manneville et al., 1999	Tourbe noire	Tourbe noire	Tourbe blonde	Tourbe brune	Tourbe noire	Tourbe brune	Tourbe brune

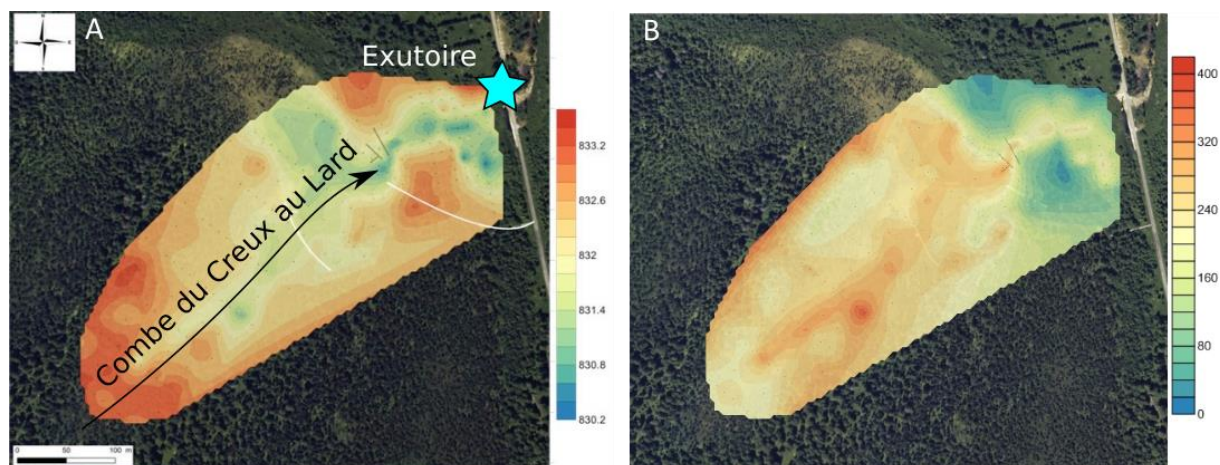


Figure 44 : Cartes d'interpolation de sondages manuels (Collin, 2016). A : Altitude du substratum morainique sous la tourbière (m). B : Epaisseur du corps tourbeux (m).

De la partie sud de la tourbière active à l'exutoire de la tourbière du Forbonnet au nord, la topographie du substratum est marquée par une dépression, appelée la « combe du Creux au Lard » car elle se situe dans le prolongement de ce dernier. Cette combe, aujourd'hui comblée par la tourbe constituant la tourbière active, a probablement une histoire différente des reliefs alentours où se développent actuellement les tourbières boisées. La carte de typologie de tourbe souligne la combe tourbeuse du CAL (taux de fibre > 70 %) jusqu'à la limite tourbière active - bas marais (Figure 43). Grosvernier (2015, cabinet Lineco) qui a effectué des études hydrologiques et de végétation en prévision de travaux de restauration ont proposé un schéma conceptuel intégrant la dynamique de formation de la tourbière active basée en partie sur des éléments géomorphologiques comme la topographie (Figure 45). Ce modèle traduit la dépression « combe tourbeuse » du CAL comme une tourbière de cuvette (limnogène) récoltant les eaux de ruissellement et de percolation des pentes recouvertes par des tourbières de pente (tourbière soligène correspondant aux actuelles tourbières boisées) (Figure 45).

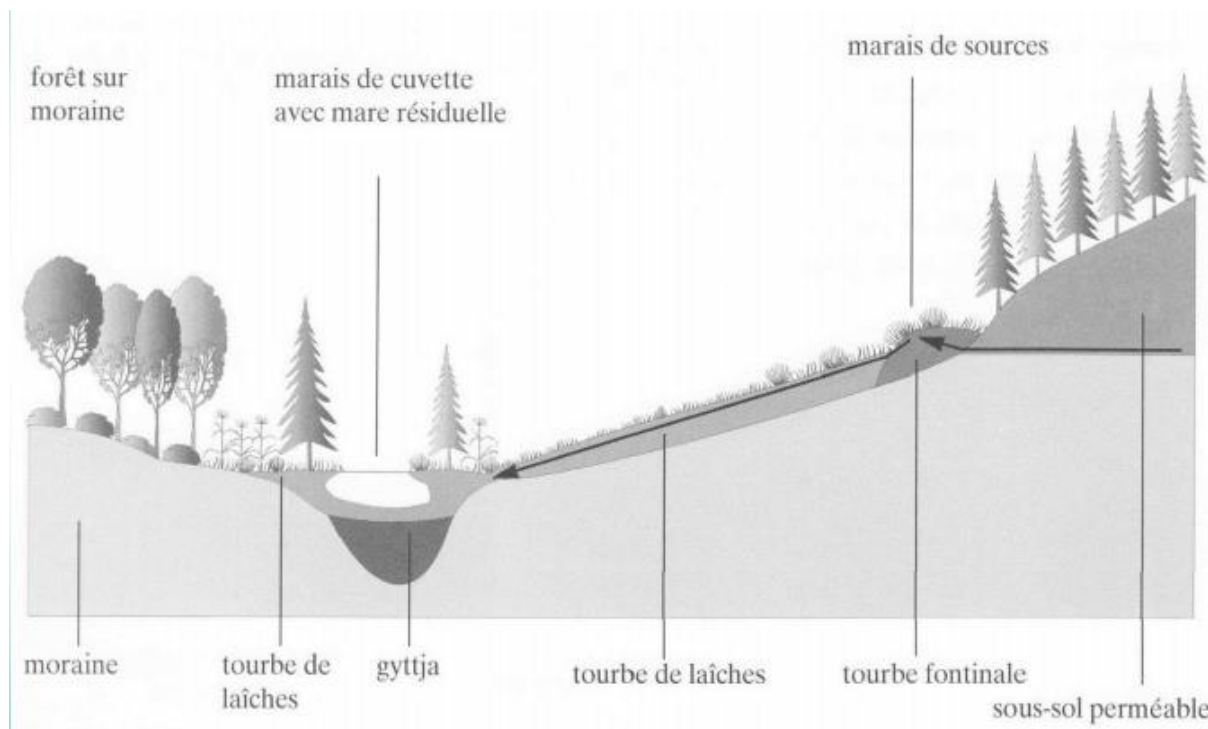


Figure 45 : Schéma conceptuel de la mise en place d'une tourbière limnogène en bas de pente (ici la tourbière active) alimentée par une tourbière soligène se développant sur les pentes du bassin versant de la tourbière limnogène.

6.4.3 Mosaïque hydrologique

La mosaïque de végétation mais aussi d'épaisseur de tourbe est probablement associée à une mosaïque du point de vue hydrogéologique comme en témoigne la Figure 45, faisant intervenir l'origine de l'eau dans la mise en place des différents corps tourbeux du complexe. La topographie et l'interface tourbe-substratum (moraine-karst) y est très probablement liée. En effet, les profils géophysiques réalisés par les collègues de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne soulignent la présence de structures particulières au niveau de l'interface tourbe-substratum où la nature (perméabilité) et/ou la structure (épaisseur) du substratum sont suspectées de varier. Ces sites pourraient ainsi constituer des hot spots favorisant les écoulements entre la tourbière et le substratum.

En ce qui concerne la connexion entre la tourbière active et le bas marais (en aval), Briot, (2004) et Grosvernier, (2005) ont mis en évidence l'existence d'un seuil morainique les séparant. Bien que le gradient hydraulique se dirige de la tourbière active vers le bas marais (Briot, 2004; Collin, 2016), le seuil morainique semble tamponner les relations hydrauliques entre ces deux compartiments. Cependant, les interactions hydrogéologiques entre les moraines, la tourbière active et le bas marais ne sont pas encore complètement contraintes.

6.4.4 Datations de tourbe : éléments de compréhension de la mise en place de la mosaïque de tourbières

Dans le cadre de différents projets (ANR PEATWARM, Projet CRITICAL PEAT, étude pré-restauration), plusieurs datations de la tourbe au ^{14}C ont pu être réalisées sur le site du Forbonnet sur une zone relativement restreinte (Figure 46). Étudiés ensemble, les datations permettent aujourd'hui d'aborder la question plus large de la mise en place du ou des corps tourbeux autour de la tourbière active du Forbonnet :

- Dans le cadre de l'ANR PEATWARM, un carottage de 4 m d'épaisseur a été réalisé dans la tourbière boisée sur lequel un modèle d'âge a pu être réalisé (Figure 46; Gauthier et al., 2019). 13 datations le long de ce profil ont été effectuées. Les âges mesurés sont de 3755 ± 35 , 5665 ± 35 et 7250 ± 60 ans BP (Before Present) à 2,15 et 3,2 et 4 m de profondeur.
- Un carottage (2015) réalisé au sud de la tourbière active dans le cadre des travaux de restauration (2,47 m d'épaisseur de tourbe). Trois datations à 0,5 m, 1,3 m et 2,1 m de profondeur ont été réalisées (Goubet, 2016). Les datations ^{14}C ont été réalisées au Centre de Datation par le Radiocarbonate de Lyon. Les âges obtenus sont respectivement 175 ± 30 , 365 ± 30 et 910 ± 30 ans BP.
- A partir de la carotte extraite au mois de Juin 2020 au niveau de la plateforme scientifique (Annexe 3), deux datations ont été réalisées dans le cadre d'une étude des macro restes végétaux (C. Schaal et J. Loire ; datations effectuées au laboratoire de Poznań). La carotte fait 2,2 m d'épaisseur et atteint le substratum morainique. Les datations révèlent des âges à 110 ± 30 et 1530 ± 30 BP respectivement à 1 m et 2,15/20 m de profondeur.

Situés seulement à quelques centaines de mètres les uns des autres, les 3 carottages délivrent toutefois des informations contrastées quant à la dynamique de turfigenèse sur le site.

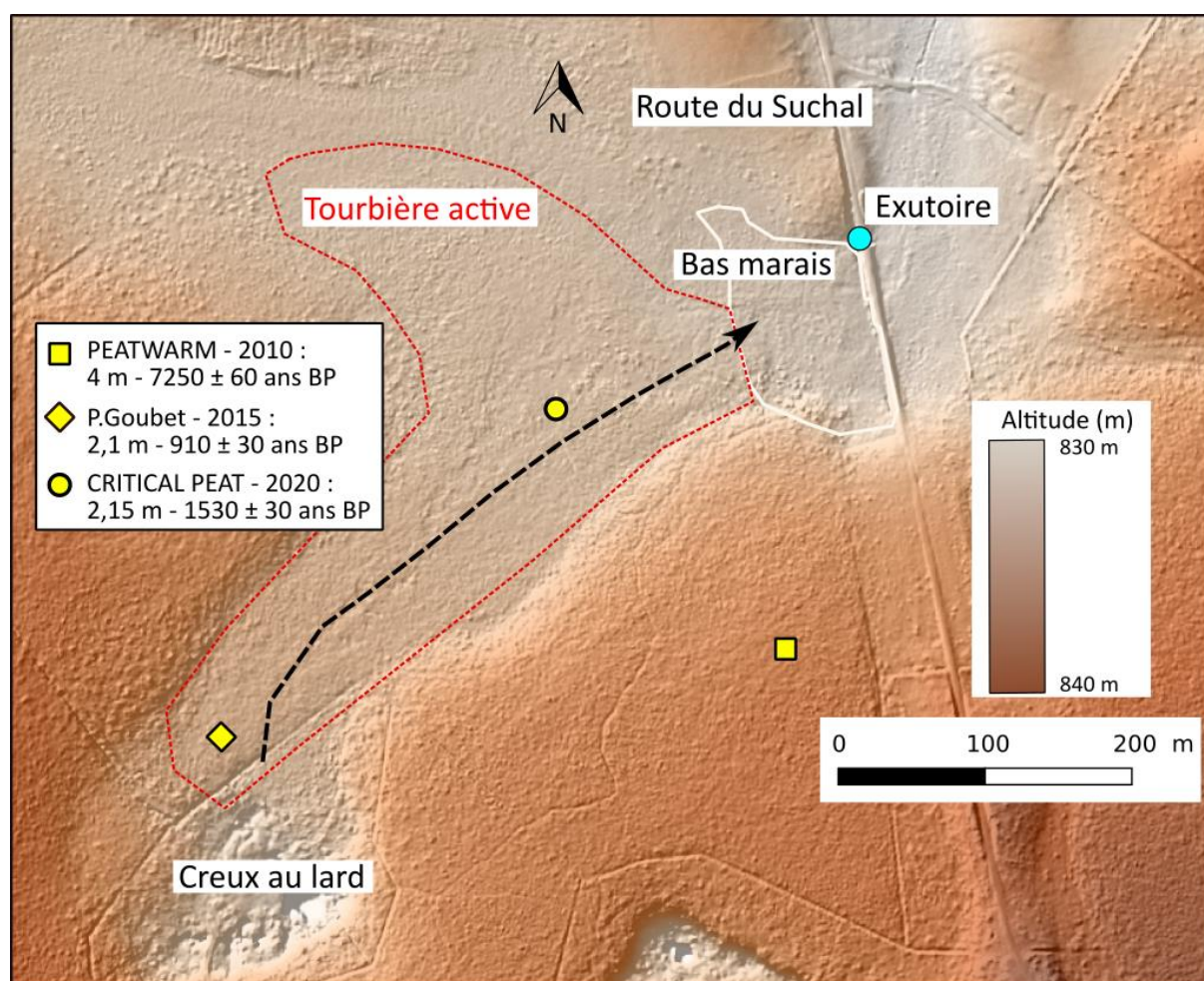


Figure 46 : Localisation de la combe tourbeuse matérialisée par la ligne en pointillés noir. Le fond de carte est un ombrage réalisé à partir du MNT Lidar 1 m de résolution (Source : EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 2011).

A une profondeur équivalente pour les 3 carottages (~2,1 m), l'âge de la tourbe n'est pas le même. Il est d'environ 3700 BP dans la tourbière boisée, d'environ 1500 BP au niveau de la plateforme scientifique et d'environ 900 BP pour la partie sud de la tourbière active. Bien que les taux d'accumulation de tourbe soient probablement différents au niveau de chaque secteur, notamment dû aux conditions hydrogéomorphologiques contrastées de chaque zone de prélèvement, ces résultats suggèrent que la mise en place du complexe est asynchrone entre la tourbière active et la tourbière boisée. A 2,1 m pour le carottage Goubet l'âge de la tourbe est plus récent (910 ± 30 BP) que celui au niveau de la plateforme scientifique (1530 ± 30 BP). Cependant, pour le carottage Goubet, l'âge du début de la mise en place de la tourbe est antérieur à 910 ± 30 BP car il reste une trentaine de centimètres de tourbe avant d'atteindre le substratum. A partir des 3 âges répartis le long du profil de tourbe et en faisant l'hypothèse d'un taux d'accumulation de tourbe constant, l'âge à la base de la carotte de « Goubet » peut être estimé à 1030 ans BP, restant considérablement plus jeune qu'au niveau de la plateforme scientifique. Ces faits nous permettent de faire l'hypothèse d'une mise en place antérieure de la tourbière boisée, alimentant le schéma proposé par Grosvernier (Figure 45), et au sein de la tourbière active, d'une mise en place asynchrone débutant au nord pour ensuite s'étendre au sud. La mise en place d'un obstacle naturel en aval de la tourbière active pourrait expliquer l'asynchronie observée avec un démarrage plus précoce au niveau de la plateforme scientifique et plus tardif au sud de la tourbière active. Cette hypothèse est avancée et étayée par Loire (2021) dans son mémoire de Master intégrant l'étude des macro-restes végétaux des carottes « Goubet » et CRITICAL PEAT (Loire, 2021).

Actuellement, la dynamique de la tourbière active tend vers une fermeture du milieu favorisée par le drainage et le changement climatique (Bégeot et Richard, 1996; Magnon, 2017). Cela se caractérise par l'augmentation de la densité de Pins à Crochets des parties latérales vers le centre de la tourbière active.

6.5 Historique de l'impact anthropique et restaurations : Le programme Life Tourbières du Jura

Sur le site du Forbonnet, de nombreux drains ou fossés de drainages sont encore présents. Une partie des drains évacue l'eau du bas marais, localisé au nord-est de la tourbière active, vers l'exutoire principale du système, tandis que le reste des drains évacue l'eau de la tourbière active vers le Creux au Lard au sud (Briot, 2004; Calvar et al., 2018; Magnon, 2016). Ces derniers ont entraîné plusieurs phénomènes : (1) la diminution de la surface du bassin-versant-topographique (Magnon et Grosvernier, 2015) qui par déséquilibre hydrologique entraîne un assèchement de la tourbière active se traduisant par (2) la subsidence de la tourbe (Calvar et al., 2018) et (3) la fermeture progressive de la tourbière active par le pin à crochet (Grosvernier, 2005).

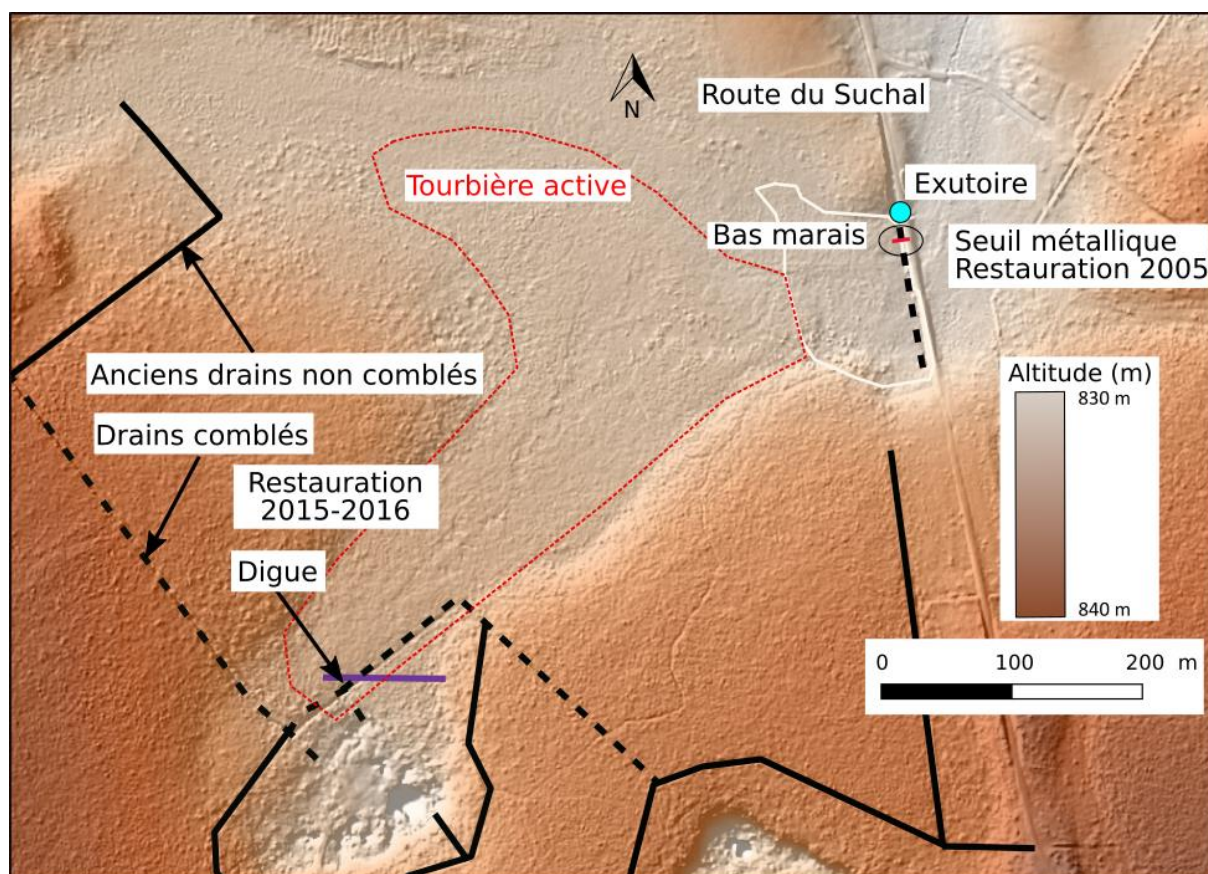


Figure 47 : Carte de localisation des drains affectant la tourbière active et le bas marais. Les drains restaurés sont en pointillés noir et les non restaurés en traits continus noir. La partie sud des drains restaurés correspond au programme de restauration Life Tourbières du Jura, décrit plus en détail dans Lhosmot et al., 2021 ou Calvar et al., 2016. Le trait plein violet correspond à la digue construite dans le cadre de ce même programme de restauration. Le seuil métallique au niveau du bas marais fait référence à la restauration de 2004 (Briot 2004, Grosvernier 2005). Le fond de carte est issu du MNT Lidar 1 m de résolution (Source : EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 2011).

Deux programmes de restaurations ont porté sur la tourbière active et sont détaillés ci-dessous :

Briot (2004) et Grosvernier (2005) ont tous deux étudié le fonctionnement hydrologique du bas marais sous l'influence du drain le traversant et du fossé bordant la route du Suchal (Figure 47). L'étude réalisée par Grosvernier (cabinet Lineco) avait pour objectif d'accompagner la démarche de restauration des gestionnaires. Ainsi, en 2005, le drain a été bouché et une barrière métallique a été installée dans le fossé bordant la route pour rehausser le niveau d'eau dans le bas marais (Magnon, 2017, Figure 47). Ces travaux de restauration se sont déroulés en amont du programme de restauration Life Tourbières. A l'occasion de ces travaux, l'exutoire du bas marais a également été déplacé vers son emplacement originel.

Le réseau de drainage de la partie sud de la tourbière active a nécessité plusieurs études préalables aux travaux de restauration (Goubet, 2015; Magnon et Grosvernier, 2015; Thomas, 2014). La restauration (2015-2016) a été financée dans le cadre du projet européen Life Tourbières du Jura (Calvar et al., 2018; Magnon, 2016). Les objectifs de cette restauration étaient de stopper les pertes d'eau via le réseau de drainage et d'agrandir le bassin versant topographique en reconnectant la tourbière active aux tourbières boisées voisines, qui avant la mise en place des drains, étaient supposées contribuer à l'alimentation de la tourbière active. Plus de détails sur l'effet hydrologique de la restauration des fossés de drainages sont disponibles dans le chapitre 4. Les références suivantes regroupent les différentes études post-travaux, du compte rendu du chantier (Magnon, 2016) aux premières études écohydrologiques (Calvar et al., 2021; Collin, 2016; Lhosmot et al., 2021). En particulier, l'ouvrage « Recueil d'expériences Restauration fonctionnelle de tourbières dans le massif du Jura » paru en 2021 détaille le cas de la restauration de la tourbière active du Forbonnet dans le cadre du programme Life Tourbières (Calvar et al., 2021).

Chapitre 3 : Matériels et Méthodes

Ce travail de thèse est basé sur 3 types de données/informations en lien avec des activités de gestion, d'observation, et de projets de recherche. Les activités de gestions sont liées aux activités de la RNR de Frasné-Bouverans (EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue) et consistent au suivi de la restauration de la tourbière, en particulier son suivi hydrologique à travers le suivi piézométrique. Les activités d'observations sont celles mises en œuvre par le SNO tourbières au niveau de la plateforme scientifique et consistent en le suivi des variables hydro climatologiques depuis 2008 et des échanges de CO₂/CH₄ suivis par mesure eddy-covariance depuis 2018 (Gogo et al., 2021). Ces données possèdent un DOI (Jacotot et al., 2021; Toussaint et al., 2020b, 2020a) et sont disponibles en libre accès sur le site internet du SNO Tourbières (<https://data-snot.cnrs.fr/data-access/>). Les approches impliquées dans les projets de recherches CRITICAL PEAT (Région BFC), DIC TRACING (SNO Tourbières), THERMOPEAT (OSU THETA ; [doi:10.25666/DATAUBFC-2022-04-01](https://doi.org/10.25666/DATAUBFC-2022-04-01)) et ISOTOPEAT (OSU THETA ; [doi:10.25666/DATAUBFC-2022-04-01-03](https://doi.org/10.25666/DATAUBFC-2022-04-01-03)) ont principalement consistés en des prélèvements d'eau, suivis spatio-temporels d'analyses de traceurs environnementaux, et de flux de GES mesurés par chambre. Les étapes d'acquisitions de ces données, du prélèvement sur le terrain à la mesure au laboratoire, sont détaillées dans ce chapitre méthodologique.

1 Rappel des activités d'observation météorologique

Les données météorologiques sont primordiales, car ces variables conditionnent directement la dynamique des écosystèmes. En outre, ces données ont été utilisées pour calculer l'Evapotranspiration Potentielle (ETP) ou encore pour la modélisation des flux de GES (Allen et al., 1998; Bortoluzzi et al., 2006).

Depuis la fin de l'année 2008, la station météorologique BM1 (Bio-Meteorological station) mesure en continu les paramètres suivants : température et humidité relative de l'air (HMP155A, VAISALA), la pression atmosphérique (CS100, Setra), la vitesse et la direction du vent (WindSonic, Gill Instruments Ltd), la densité de flux de photons photosynthétiques (PPFD, Campbell Scientific, SKP215) et le cumul de précipitations (Campbell Scientific, ARG100; Figure 48; Gogo et al., 2021; Laggoun-Défarge et al., 2008; Toussaint et al., 2020a, 2020b). Également, la température de l'air à 10 cm au-dessus de la surface de la végétation est mesurée dans chaque placette à l'aide de thermocouples (Measurex, TT20100T) reliés à des multiplexeurs (Campbell Scientific, AM25T). Deux piézomètres P4 et P9 (localisés respectivement sur les placettes C4 et C9) sont équipés de sondes de pression (Campbell Scientific, CS451) permettant le suivi de la profondeur de la nappe (surface piézométrique) par rapport à la surface du sol. L'ensemble de ce dispositif est depuis 2012 intégré au SNO Tourbières. Des instruments de mesures complémentaires ont été installés plus récemment :

- En juillet 2018, une tour à flux mesurant les échanges de GES (CH₄, CO₂ et H₂O) a été installée. Le détail des instruments et du fonctionnement de la tour à flux est présenté par la suite (chapitre 3, section 4).
- En juillet 2019, une seconde station de mesure a été installée (station BM2, Figure 48) où est suivie la température (Campbell Scientific, 109), la teneur en eau du sol (Campbell Scientific, CS650) à différentes profondeurs (2, 5, 10, 25 et 60 cm de profondeur pour la température et 2, 5 et 10 cm pour la teneur en eau) ; le flux de chaleur à 2 cm de profondeur (Huskeflux, HFP01SC), le niveau piézométrique (GB, Campbell Scientific, CS451), le flux incident et réfléchi du rayonnement solaire (Longue et courtes longueurs d'ondes, Kipp-Zonen, CNR4).

- L'été 2020, un réseau de 3 piézomètres en flûtes de Pan (PP1, 2, et 3) a été installé dans le cadre de cette thèse afin (1) de pouvoir prélever de l'eau dans 3 compartiments différents de tourbe selon l'axe vertical, et (2) de suivre la pression hydraulique dans chacun de ces compartiments (chapitre 3, section 3.1).

L'ensemble des données, hormis les piézomètres PP1-2-3 récemment installés, est disponible sur le site du SNO Tourbières (<https://data-snot.cnrs.fr/data-access/>). La Figure 48 montre la disposition des instruments sur la tourbière. La plateforme scientifique est disposée le long d'un gradient Wet-Dry et comporte 12 placettes expérimentales de suivi écohydrologique (Figure 48). Six d'entre elles sont localisées dans la partie la plus humide dite « WET » et les six autres dans la partie plus sèche dite « DRY ». La distinction hydrologique entre ces deux zones a été effectuée grâce aux différences de composition végétale. La zone Wet se démarque notamment par l'absence de *S. magellanicum*. Dans chacune de ces deux zones, trois placettes sont équipées d'OTC (Open Top Chambers) qui sont des serres en plexiglass qui simulent un réchauffement de la température de l'air de manière passive (Delarue, 2010). Dans le cadre de cette thèse, nous avons mis l'accent sur les placettes C1, H2 (zone DRY), C7, H8, C11 et H12 (zone WET). Les placettes C7 et H8 étant localisés entre les placettes C1-H2 et C11-H12, nous avons fait l'hypothèse qu'elles sont représentatives de conditions hydro-écologiques intermédiaires entre la zone DRY et la zone WET et avons utilisé l'acronyme INTER pour les nommer.

Tour à flux :

détermination des échanges de carbone sol / atmosphère et des bilans énergétiques.

Alimentation électrique 24 V placée en retrait de la tour à flux, en lisière :

- Support chassis bois
- 4 modules PV (2mx3,4m)
- 4 batteries 220 Ah



Instrumentations :

- mât inox support de 3 m ancré dans la tourbière
- analyseur de CO₂
- analyseur de méthane
- anémomètre 3D ultrasonique
- coffrets alimentation, interface, datalogger

Capteurs dans la tourbe à proximité du mât :

- 2 Profils de température dans le sol
- flux de chaleur dans le sol
- hauteur de neige



Station de recherche :



Station BM2

- Bio-meteorological station 2 :
- Rayonnement net (mât, 2m)
 - Profil température dans le sol
 - flux de chaleur dans le sol
 - niveau d'eau (piézo GB)

Pluviomètre collecteur (mât, 2m)



Station BM1

- Bio-meteorological station 1 :
- humidité / température air
 - rayonnement total et PAR
 - anémomètre sonique 2D

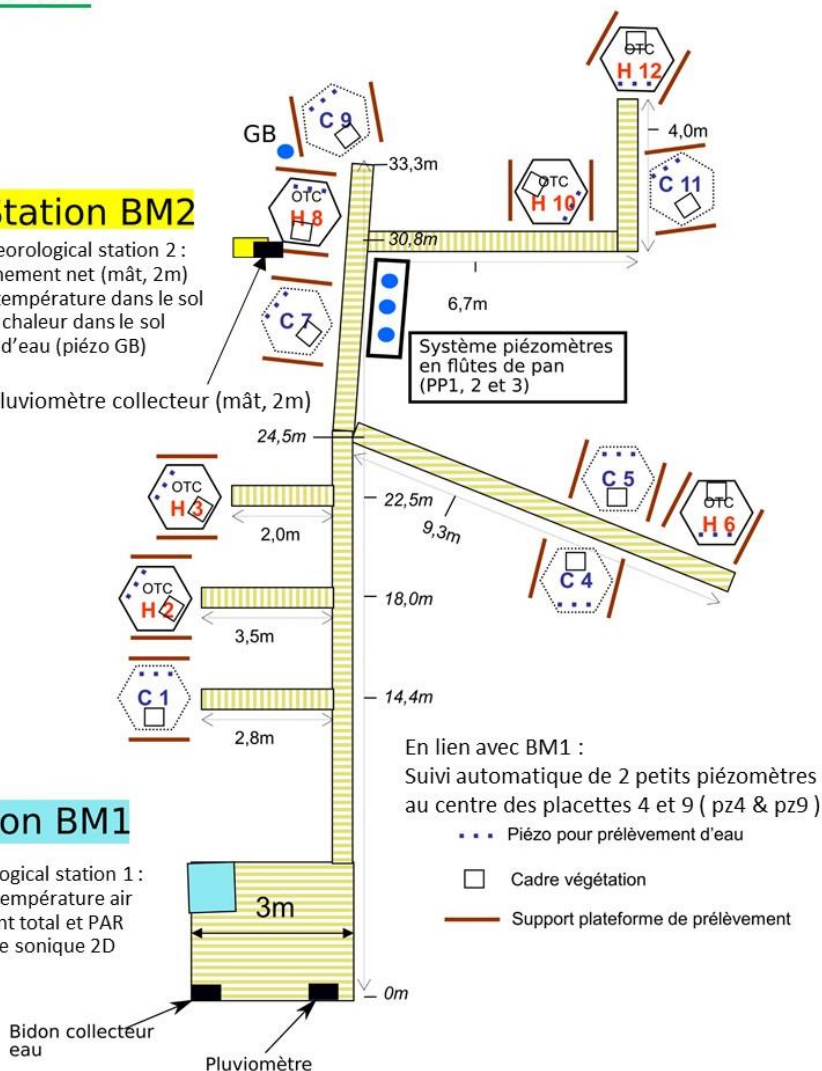


Figure 48 : Localisation et description des principaux instruments de mesure sur la tourbière du Forbonnet suivis dans le cadre du SNO Tourbières.

2 Calcul de l'ETP

L'Évapotranspiration est une variable essentielle pour appréhender les flux d'eau dans la Zone Critique. Il existe un grand nombre de formules empiriques développées pour estimer l'Évapotranspiration Potentielle (ETP ; Oudin et al., 2005; Rácz et al., 2013; Song et al., 2019). Ces formules peuvent répondre à des besoins (temporalité) différents qui nécessitent plus ou moins de variables physiques atmosphériques (Allen et al., 1998; Priestley et Taylor, 1972; Thornthwaite, 1948). Par exemple, la formule développée par Oudin et al. (2015) permet de calculer l'ETP à un pas de temps journalier uniquement à partir de la température de l'air, tandis que la formule proposée dans la directive 56 de la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations ; FAO-56 Penman-Monteith) nécessite un nombre plus important de paramètres (température, humidité relative de l'air, pression atmosphérique, vitesse du vent ; Allen et al., 1998; Oudin et al., 2005).

La formule de la FAO-56 Penman-Monteith est prise comme valeur de référence dans certains travaux de comparaison de différentes formules pour calculer l'ETP (Song et al., 2019). Cette formule étant paramétrée pour une surface de gazon de référence, la valeur d'ETP obtenue est notée ET_o . Un crop coefficient (K_c) peut être appliqué selon la formule suivante pour obtenir l'ETP pour d'autres couvertures végétales (noté ET_c ; Eq. 1 ; Allen et al., 1998) :

$$ET_c = ET_o * K_c \text{ (Eq. 1)}$$

Cependant, cette formule nécessite beaucoup de variables qui ne sont pas toujours disponibles. Ainsi, Song et al. (2019) a comparé 12 autres formules pour estimer ET_o avec moins de moyen et ainsi rendre cette valeur de référence plus accessible.

Certaines études utilisent donc la formule FAO-56 Penman-Monteith pour estimer ET_c en appliquant un crop coefficient en fonction du type de végétation (Bernard-Jannin et al., 2018; Valois et Schaffer, 2020). À l'inverse, Gerling et al. (2019) en mesurant l'évaporation réelle par la méthode eddy-covariance sur une tourbière de moyenne latitude a pu estimer le K_c pour ce type de milieu en période d'activité de la végétation ($K_c = 0,85$).

Dans ce travail de thèse, dans le but de réaliser le bilan hydrologique du bassin versant de la tourbière du Forbonnet sur plusieurs années, différentes formules d'ETP (Oudin, FAO-56 Penman-Monteith et Priestley-Taylor) ont été utilisées pour obtenir un intervalle de valeur faisant office d'incertitude. Plus de détails sont donnés dans le chapitre 4 (section 2). Le détail des équations utilisées est disponible dans les sections suivantes.

2.1 Calcul de la radiation incidente

Le calcul de la radiation extraterrestre (R_e) et de la radiation nette à la surface du sol (R_n) à un pas de temps journalier est effectué à partir des étapes décrites dans Allen et al. (1998) afin d'utiliser les mêmes valeurs d'entrée dans chaque formule de calcul d'ETP.

2.2 Formule de Oudin

La formule de Oudin permet de calculer l'ETP à un pas de temps journalier avec un seul paramètre, la température de l'air (Oudin, 2004; Oudin et al., 2005 ; <https://webgr.inrae.fr/modeles/modele-devapotranspiration/>). Cette formule est ainsi très utile dans le cadre de simulations journalières à l'échelle pluriannuelle. Ainsi, Bertrand et al. (2021) a réalisé des prédictions de WTD sur la tourbière du Forbonnet jusqu'à 2100 en utilisant comme paramètres d'entrée (P et T, scénarios RCP4,5 et 8,5) les simulations Euro-CORDEX sur une maille de 8 km² corrigés avec le modèle SAFRAN (Dryas-Climat, 2019; Vidal et al., 2010).

Dans le cadre de cette thèse, les températures journalières utilisées sont calculées à partir de la moyenne arithmétique des 48 valeurs demi-horaires mesurées avec la station météorologique située sur la plateforme scientifique (Figure 48) et l'ETP-Oudin à partir de l'équation 2 :

$$ETP_{Oudin} = \frac{R_e (T+5)}{\lambda \rho 100} \text{ si } (T_A + 5) > 0 \text{ (Eq. 2)}$$

$$\text{sinon, } ETP_{Oudin} = 0$$

Où ETP_{OUDIN} est exprimée en mm jour^{-1} ; R_e est la radiation extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) ; λ est la chaleur latente de vaporisation ($2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$) ; ρ la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}) ; et T la température moyenne journalière de l'air ($^{\circ}\text{C}$).

2.3 Formule FAO-56 Penman-Monteith

La formule de Penman-Monteith adaptée par la FAO existe pour différents pas de temps (semi-horaire, horaire et journalier). Dans le cadre de ce travail, l'usage de l'ETP (bilan hydrologique mensuel) ne nécessite pas une résolution horaire, les valeurs journalières ont été calculées (Eq. 3).

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \text{ (Eq. 3)}$$

Où :

ET_o est l'évapotranspiration de référence (mm jour^{-1}),

R_n est la radiation solaire nette à la surface du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$),

G est le flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$),

T est la température moyenne journalière de l'air à 2 m de hauteur ($^{\circ}\text{C}$),

u_2 est la vitesse du vent à 2 m de hauteur (m s^{-1}),

e_s est la pression de vapeur saturante (kPa),

e_a est la pression de vapeur actuelle (kPa),

$e_s - e_a$ est le déficit de pression de vapeur saturante (kPa),

Δ est la pente de la courbe de pression de vapeur ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$),

γ est la constante psychrométrique ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

A un pas de temps journalier, le flux de chaleur du sol est supposé négligeable par rapport au rayonnement extraterrestre (Allen et al., 1998).

2.4 Formule de Priestley-Taylor

Enfin, l'ETP a été calculé avec l'équation développée par Priestley et Taylor (1972) (Eq. 4).

$$ETP_{PT} = 1.26 \frac{\Delta R_n}{\lambda \rho (\Delta + \gamma)} \text{ (Eq. 4)}$$

3 Suivi hydrologique de la tourbière du Forbonnet

3.1 Suivi piézométrique

Le dispositif actuel de piézomètres sur le site a été installé au cours de plusieurs actions de restauration (Figure 49). Les piézomètres de la partie aval (noté « BM » pour bas marais) ont été installés en 2004 dans le but de suivre l'effet de la restauration d'un drain longeant la route du Suchal sur le niveau hydrologique du bas marais. Les piézomètres de la partie sud de la tourbière (notés « TV » pour tourbière vivante) ont été installés en 2014 dans le but de suivre l'effet des travaux de restauration de la partie sud de la tourbière active réalisés en 2015-2016 dans le cadre du programme Life Tourbières en collaboration avec le laboratoire Chrono-Environnement. Ces piézomètres sont ancrés dans le substratum à l'aide de fers à béton. Plus de détails sur les travaux de restauration sont disponibles dans le chapitre 4. Les piézomètres A, B, C, D et E ont été installés en 2016 lors du stage de Master 2 de Louis Collin et sont également ancrés au substratum. Le travail de Louis Collin a mis en évidence le gradient hydraulique amont-aval de la tourbière active vers l'exutoire de la tourbière (Collin, 2016).

Le centre de la tourbière active (plateforme scientifique) est également équipé de piézomètres. Depuis 2008, deux piézomètres disposés dans les placettes C4 et C9 permettent de suivre uniquement une variable écologique (la profondeur de la nappe d'eau par rapport à la végétation) car il s'agit de petits piézomètres de surface non ancrés dans le substratum. Depuis Juillet 2020, un système de piézomètres en flûtes de pan (PP1-2 et 3, 8 cm de diamètre) est installé au niveau de la plateforme scientifique et est instrumenté avec des sondes de pression automatiques (OTT et Hobo). Ces piézomètres, ancrés en profondeur avec des fers à béton, permettent d'étudier séparément la dynamique (hauteur d'eau, chimie, paramètres physiques) de trois principaux niveaux dans la tourbière (surface, intermédiaire, profond, Figure 50). L'installation de ces piézomètres s'est effectuée le 24 Juin 2020 en collaboration avec les gestionnaires de site. Lors de leur installation, un carottage a été réalisé pour analyser les propriétés de la tourbe au laboratoire (Annexe 3).

Parmi l'ensemble des piézomètres, on peut distinguer :

(1) les « Dipwell » qui correspondent aux piézomètres crépinés sur toute la profondeur et qui donnent une information sur l'altitude de la nappe d'eau libre (côte piézométrique).

(2) les « Piezometer » qui sont crépinés sur une profondeur limitée et qui reflètent ainsi la pression d'eau (charge hydraulique) dans le niveau crépiné (Duranel, 2016).

Les piézomètres A, B, C, D, E, PP1-2-3, TV1-2-3 et TV4-5-6 sont des piézomètres crépinés sur une profondeur limitée tandis que le reste des piézomètres est crépiné sur toute leur profondeur.

La mesure de la WTD est corrigée par les variations de la distance entre le toit du piézomètre et la surface de la tourbe qui est mesuré à un pas de temps mensuel. En effet, il existe (1) des phénomènes de gonflement/contraction de la surface de la tourbière tourbe liés aux conditions hydrologiques (premiers centi-à décimètres ; « Bog breathing »), (2) l'accumulation au cours du temps de tourbe nouvellement formée, et (3) dans le cas des zones restaurées la colonisation de la végétation turfigène qui permet de reconstituer en quelques années/décennies l'acrotèlme (Ahmad et al., 2020; McCarter et Price, 2013).

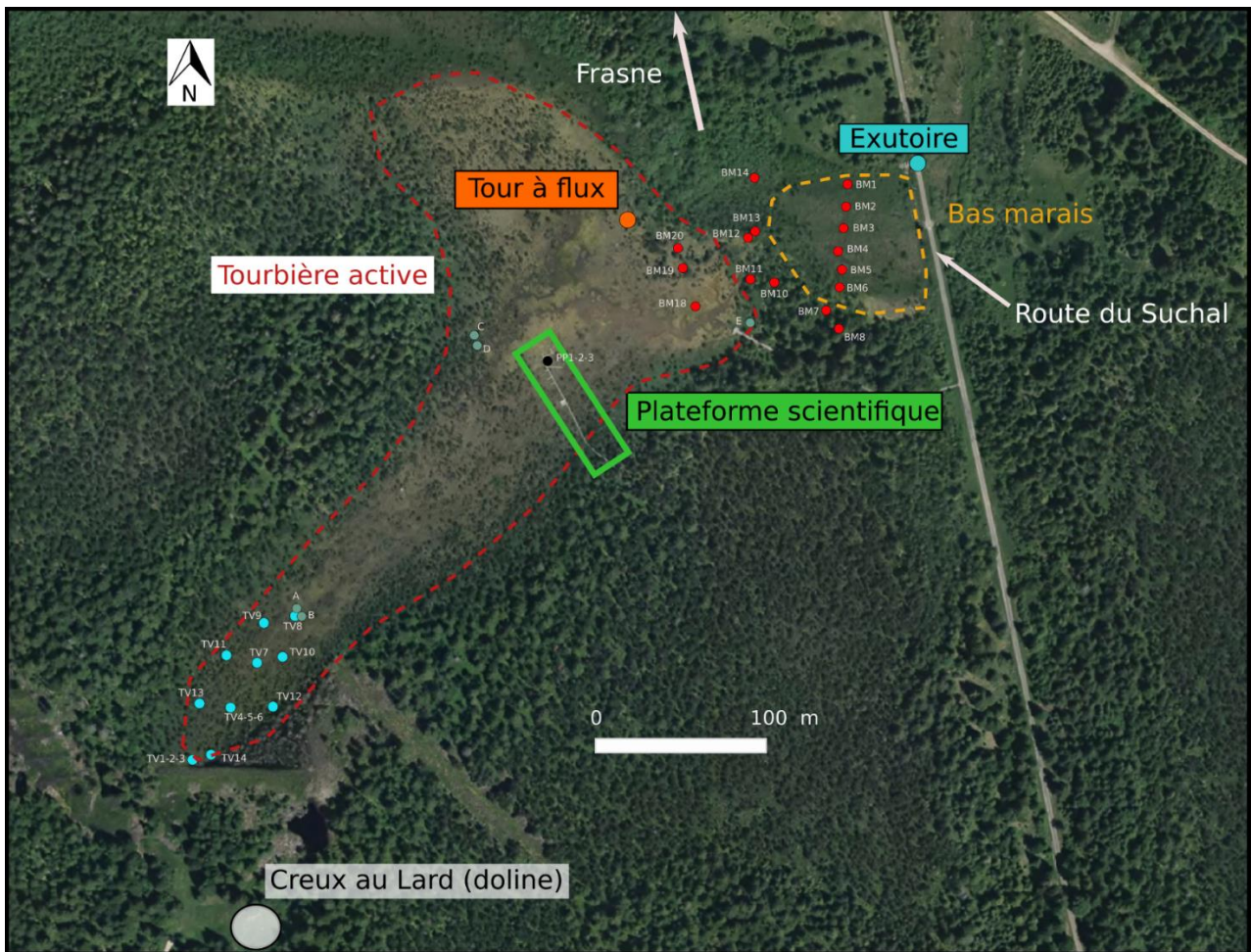


Figure 49 : Carte de présentation du dispositif piézométrique et des principaux instruments de mesure sur la tourbière active du Forbonnet.

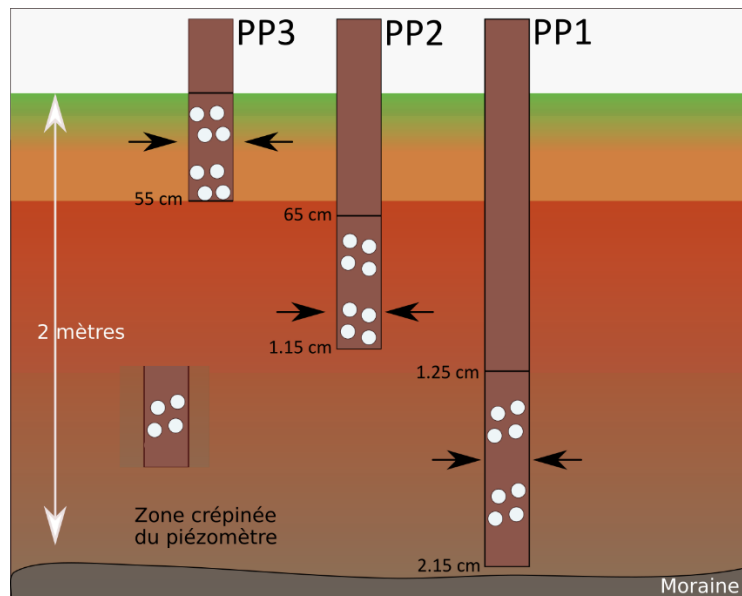


Figure 50 : Schéma du dispositif de piézomètres en flûte de pan PP1-2-3 au niveau de la plateforme scientifique.

3.2 Suivi hydrologique et mesure du débit à l'exutoire de la tourbière

Le suivi semi-horaire de plusieurs paramètres (hauteur d'eau, conductivité électrique, température) est réalisé avec une sonde OTT CTD placée dans la buse en béton sous la route du Suchal (Figure 51). Le suivi a débuté en juin 2014. A partir de 2018, l'obtention de projets de recherche a permis de réaliser une vérification plus fréquente de la sonde et de compléter la courbe de tarage. Durant la période de la thèse et du projet CRITICAL PEAT (2019-2021) la sonde a été entretenue à un pas de temps bimensuel à mensuel (nettoyage, vérification de la cohérence des données avec vérification manuelle de hauteur d'eau).

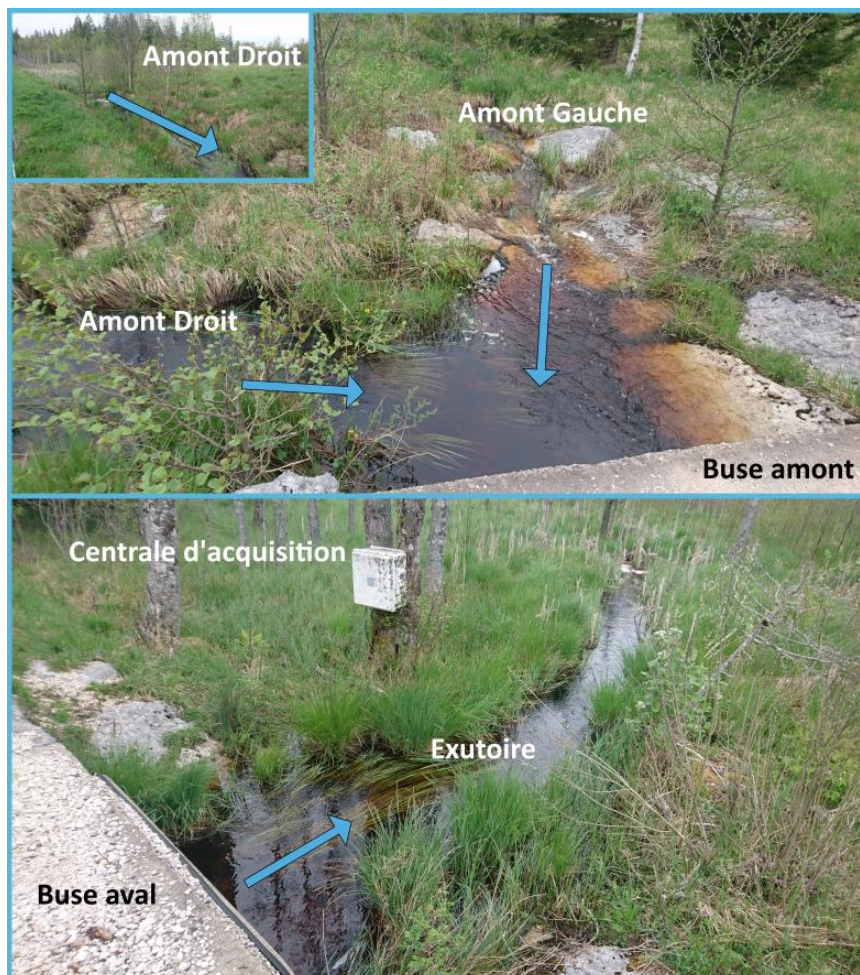


Figure 51 : Configuration de l'exutoire de la tourbière du Forbonnet et du dispositif de suivi du niveau d'eau.

3.2.1 Principe de l'élaboration de la courbe de tarage

Connaître le débit d'un cours d'eau à l'exutoire d'un bassin versant est un paramètre essentiel pour contraindre le bilan hydrologique. La relation entre la hauteur d'eau et le débit dans un cours d'eau n'est pas linéaire à cause des hétérogénéités du lit du cours d'eau et des différents types d'écoulements (laminaire, turbulent) pouvant être rencontrés (Hudson, 1993; Petersen-Øverleir, 2005; Reitan et Petersen-Øverleir, 2005; Rosset, 2019). La courbe de tarage résulte de mesures de débit pour différentes hauteurs d'eau mesurées. Plusieurs mesures sont nécessaires afin de contraindre la relation complexe entre la hauteur d'eau et le débit. Comme la hauteur d'eau est un paramètre mesurable à haute fréquence (infra-horaire), l'élaboration de la courbe de tarage permet d'obtenir une courbe du débit à haute fréquence.

3.2.2 Mesures du débit et élaboration de la courbe de tarage

La mesure du débit à l'exutoire de la tourbière active est effectuée sous la buse passant sous la route du Suchal au nord-est de la tourbière active (Figure 51). Ce cours d'eau est la résultante de deux affluents dont la confluence est localisée juste en amont de la buse. La buse mesure 6,2 m de longueur (sens de l'écoulement de l'eau) et 2 m de largeur (= largeur de la section du cours d'eau). L'affluent droit est nommé « Amont Droit » et l'affluent gauche « Amont Gauche » (Figure 51). Amont Gauche est alimenté par un drain longeant la route du Suchal et par l'écoulement d'eau (visible en période de haute eau) depuis la partie centrale de la tourbière active (Figure 51). Amont Gauche draine quant à lui la partie nord de la tourbière active ainsi que des tourbières boisées. Des mesures de débit pour réaliser la courbe de tarage ont été réalisées en 2014 en période de basse eau. Afin de compléter la courbe de tarage, de nouvelles mesures ont été réalisées en 2020-2021 sur une gamme plus importante de hauteur d'eau. Lorsque l'écoulement est laminaire, les mesures de débit ont été réalisées à l'aide d'un courantomètre électromagnétique (OTT MF Pro, $\pm 2\%$). Au contraire, lorsque l'écoulement est turbulent, la mesure du débit a été réalisée par traçage au sel en suivant la méthode décrite par Richardson et al. (2017) et Gees, (1990). Lors des traçages au sel, la conductivité électrique est mesurée en continue (pas de temps de 2 à 10 secondes) jusqu'à ce qu'elle retourne à la valeur initiale avant l'injection du sel. La courbe de restitution (Figure 52) permet de visualiser l'évolution de la conductivité électrique lors du traçage. L'estimation du débit consiste à intégrer l'air sous la courbe. En effet, on fait l'hypothèse que toute la masse de sel injectée est restituée en aval et mélangée de manière homogène dans le cours d'eau. La mesure prenant quelques minutes, il est également supposé que le débit ne varie pas. A chaque pas de temps, la différence de conductivité électrique entre la valeur mesurée et la valeur initiale est convertie en concentration de NaCl. Pour cela, le facteur de conversion, décrit par Richardson et al. (2017) et calibré pour la marque de sonde WTW (utilisé ici pour les mesures) est appliqué. Le débit est calculé en utilisant la formule suivante :

$$Q = \frac{M}{\int_{t_0}^{t_f} (c(t) - c_0) * dt} \quad (L s^{-1}) \quad (\text{Eq. 5})$$

où t_0 et t_f sont respectivement les instants précédant et succédant au pic de conductivité électrique engendrée par le flux d'eau salée ; M la masse de sel en mg, $c(t)$ la concentration de NaCl sur la période dt et c_0 la concentration initiale de NaCl.

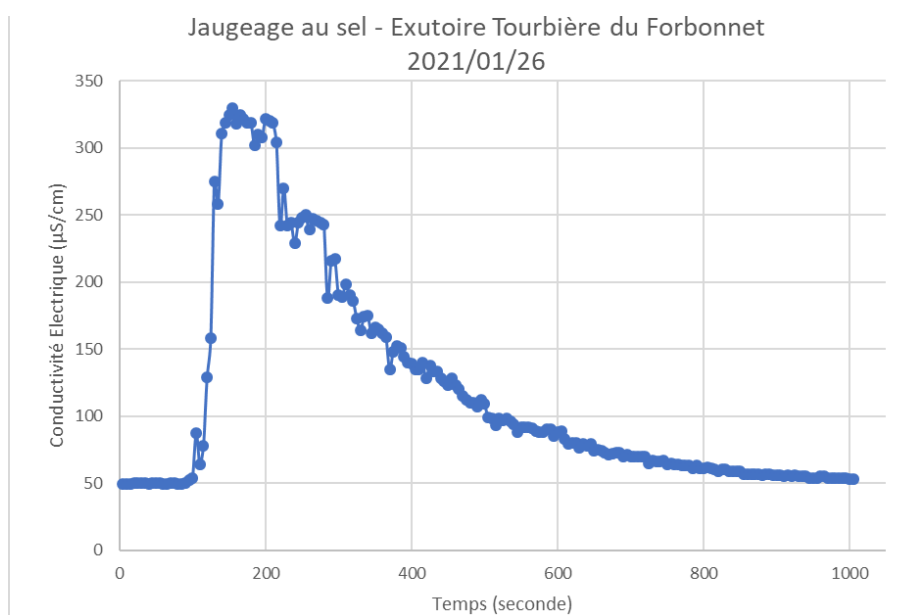


Figure 52 : Exemple d'une courbe de restitution d'un traçage au sel réalisé à l'exutoire de la tourbière active. L'intégration de l'air sous la courbe permet de déterminer le débit au moment du traçage (Eq. 5).

L'équation reliant la hauteur d'eau au débit a été calculée en utilisant une loi puissance de la forme $Q = a \cdot h^b$ où Q est le débit, h est la hauteur d'eau, et a et b sont deux constantes (Figure 53-A). Cette fonction est communément utilisée en hydrologie pour déterminer l'équation d'une courbe de tarage (Petersen-Øverleir, 2005). La fonction `curve_fit` de la librairie `scipy` (python) a été utilisée pour déterminer les constantes a et b . Le R^2 entre les débits mesurés et modélisés est de 0,99 (p -value < 0,05). Afin de prendre en compte la variabilité des points de mesure de débit pour estimer les débits à partir de la hauteur d'eau mesurée, l'intervalle de confiance cinq sigma autour de la régression a été utilisée (Figure 53, Figure 54). Le nombre moins important de mesure de débit pour des hauteurs d'eau supérieures à 50 cm est corrélé avec la diminution du nombre de jour où la hauteur d'eau moyenne est supérieure à cette valeur. Réciproquement, la plus forte densité de mesure de débit est concentrée pour des valeurs de hauteur d'eau entre 30 et 40 cm, là où le nombre d'occurrence de mesure de hauteurs d'eau est le plus important (Figure 53-B, Figure 54).

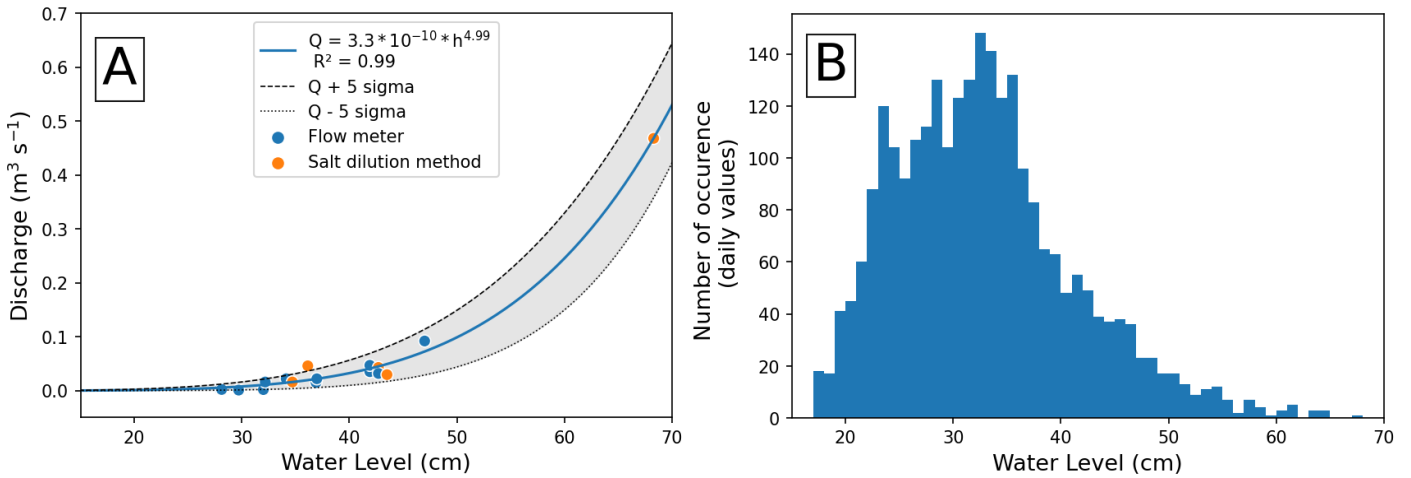


Figure 53 : A : courbe de tarage obtenue à partir des mesures de hauteur d'eau et de débit à l'exutoire. B : histogramme présentant le nombre d'occurrence pour chaque valeur de hauteur (moyenne journalière, $n = 2607$) d'eau mesurée sur la période Juin 2014-Juillet 2021.

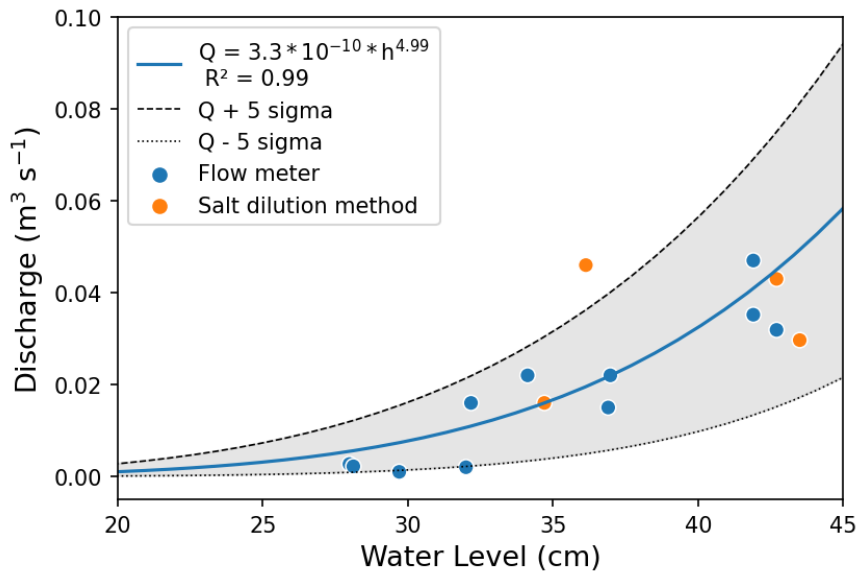


Figure 54 : Courbe de tarage obtenue à partir des mesures de hauteur d'eau et de débit à l'exutoire. Zoom sur la gamme de valeur de hauteur d'eau 20-45 cm.

3.2.3 Détermination de la surface du bassin versant (BV) topographique

Le bassin versant (BV) topographique est estimé à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT) Lidar acquis en 2011 (résolution de 1 m ; EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 2011). Le calcul est effectué avec le logiciel QGIS et les modules « Fill sinks » (Wang et Liu), « r.watershed » et « r.water.outlet ». La doline (Creux au Lard) adjacente à la tourbière a été retirée du MNT pour effectuer le calcul car suite aux travaux de restaurations Life Tourbières en 2015-16, cette doline ne draine plus la tourbière active et la surface du BV a été modifiée. Le calcul du BV topographique a été effectué pour chacun des affluents (Figure 55). Amont Gauche et Amont Droit drainent 70 et 12 ha, respectivement. Or, le MNT utilisé est antérieur aux travaux de restaurations qui ont reconnecté les tourbières boisées à la tourbière active et agrandi par conséquent le BV de l'exutoire de la tourbière active (Calvar et al., 2018; Lhosmot et al., 2021; Magnon et Grosvernier, 2015). La surface de BV ajoutée suite aux travaux de restauration a été estimée à environ 10 ha en se basant sur les limites proposées par le cabinet d'étude Lineco (P. Grosvernier) qui a dimensionné les travaux de restaurations. Ajoutée aux surfaces de BV calculées pour les deux affluents, la surface totale du BV topographique alimentant l'exutoire de la tourbière active est de 92 ha, soit presque 1 km².

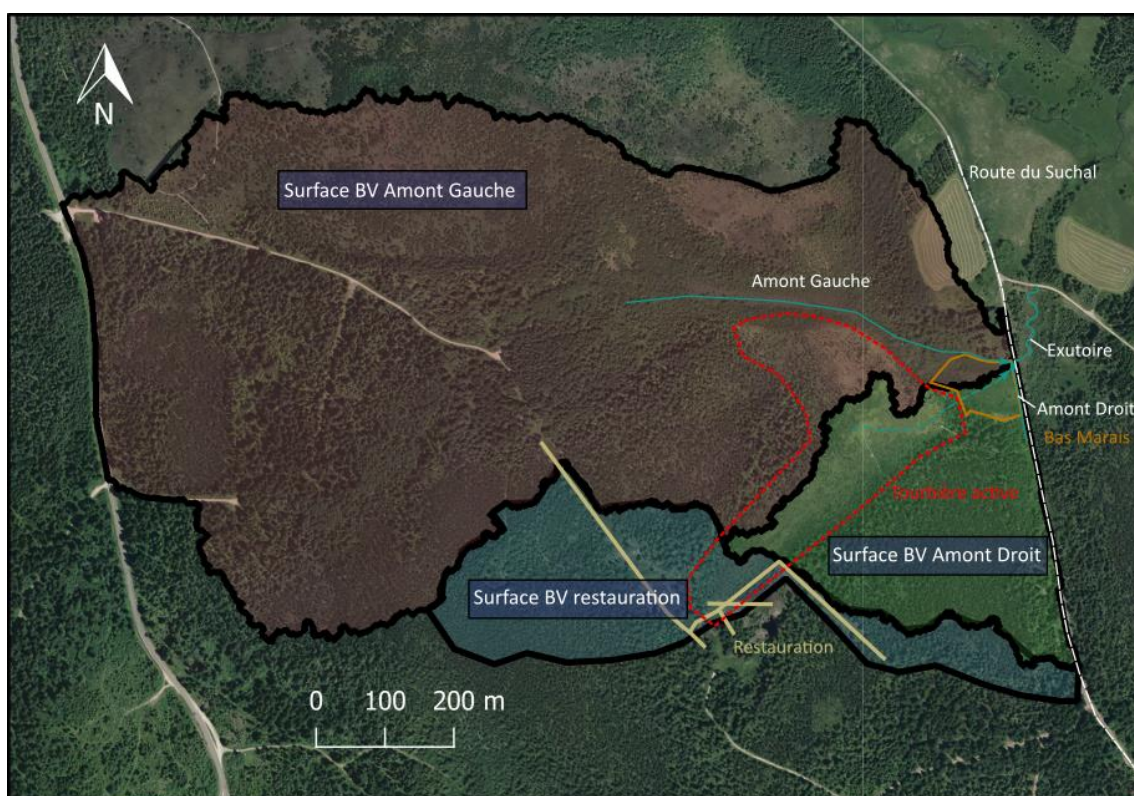


Figure 55 : Contour du BV topographique calculé pour Amont Gauche, Amont Droit et la zone restaurée. Photographie : IGN, 2018.

3.3 Déroulé des campagnes de mesure-prélèvements et type d'analyses

Les campagnes de mesures/prélèvements d'eau dans la tourbière se sont déroulées à un pas de temps mensuel de Janvier 2020 à Juillet 2021. Une campagne préliminaire a également eu lieu en Octobre 2019. L'ensemble des analyses réalisées pour chaque campagne est synthétisé dans le Tableau 2. Le nom ainsi que les coordonnées géographiques des sites de prélèvements sont disponibles en Annexe 4. La signature géochimique ainsi que les paramètres physico-chimiques des échantillons d'eau analysés sont disponibles en Annexe 5.

Chaque campagne correspond à une campagne spatiale intégrant des prélèvements d'eau dans les piézomètres selon un gradient amont-aval, mais aussi vertical. Ces prélèvements pour l'analyse des éléments majeurs sont complétés par des mesures de paramètres physico-chimiques de l'eau (T, EC, pH, Eh). Pour les paramètres physico-chimiques de l'eau, deux sondes ont été utilisées (ODEON Ponsel SN-ODE OA – 2619 v3.1.0 by Aqualabo et WTW Multi 340i). La campagne de Mars 2020 est incomplète à cause des conditions imposées par la crise sanitaire (limitée à une demi-journée de terrain).

Les analyses des isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$), hormis pour la campagne d'Octobre 2019, ont été réalisées à Saint-Etienne (Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre, Planètes, Environnement, Université Jean Monnet - Saint Etienne, CNRS UMR 5276). L'analyse des isotopes stables de l'eau dans la tourbière s'étend d'Octobre 2019 à Février 2021 (hormis Janvier 2021). Lorsque de l'eau coulait dans le Creux-au-Lard, la doline adjacente au sud de la tourbière, celui-ci a été échantillonné. Pour une partie des campagnes, des eaux de sources karstiques à proximité ont aussi été échantillonnées. En plus des échantillons d'eau issus de la tourbière, un suivi mensuel de la signature isotopique des précipitations ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) est en cours depuis début 2018 afin de mieux contraindre la droite météorologique locale du secteur.

La campagne du 28 Octobre 2019 fut réalisée dans le cadre du projet DIC Tracing (SNO Tourbières) et est intégrée à ce travail de thèse. Hormis les titrations (réalisées au laboratoire Chrono-Environnement), l'ensemble des analyses pour la campagne d'Octobre 2019 a été réalisé au laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle et Environnement de Toulouse (UMR 5245 EcoLab). En plus des analyses des majeurs et des isotopes stables de l'eau, la mesure du rapport des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) sur le carbone inorganique dissous (DIC ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) a été réalisée lors de cette campagne. La mesure du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ fut également réalisée en février 2021 (analyse à Toulouse pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$).

Plusieurs campagnes (Octobre 2019, Février-Mars-Avril-Mai 2021) ont fait l'objet d'analyse du carbone organique dissous et total, ainsi que l'azote dissous et total pour tous les échantillons (Tableau 2). Lors de deux campagnes (basse eau – Juillet 2020 et haute eau – Février 2021), des prélèvements ont été effectués pour analyser le rapport des isotopes stables du Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Les analyses ont été effectuées à l'IPGP. L'ensemble des analyses des eaux ainsi que les objectifs associés pour chaque traceur (majeurs, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) sont détaillés dans les sections suivantes. Pour le bas marais, les prélèvements/mesures ont été réalisées dans le piézomètre BM1 à partir de Mars 2020. Pour les campagnes précédentes, c'est le piézomètre BM3, caractérisant la même zone et situé à une quinzaine de mètres qui a été échantillonné.

Après les premières campagnes et les contrastes verticaux observés (paramètres physico-chimiques, chapitre 4), il est apparu pertinent d'intensifier la caractérisation verticale des eaux de la tourbière le long de l'axe amont-aval. Ainsi, les piézomètres A, B puis C et D ont été ajoutés au suivi à partir de Mars 2020 et d'Avril 2020, respectivement. Également, les piézomètres PP1, PP2 et PP3, installées en Juin 2020, ont été échantillonnées à partir de Juillet 2021. Les analyses du piézomètre TV4, non couvert jusqu'à l'été 2020, ont été retirées car la chimie de l'eau était influencée par les précipitations des jours précédents.

Tableau 2 Tableau synthétisant les paramètres mesurés dans les eaux de la tourbière pour les différentes campagnes de mesures/prélèvements réalisées dans le cadre de ce travail de thèse. CL correspond à la doline du Creux au Lard.

	2019		2020										2021							
	Octobre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Début Septembre	Fin Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet
Mesures paramètres physico-chimique / Majeurs																				
$\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ tourbière																				
$\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ eau CL																				
$\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ eau Karst																				
$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$																				
COT/COD/N dissous et total																				
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$																				

3.4 Prélèvements

Pour les titrations, les anions et les cations, l'eau est prélevée dans le même flacon (500 ml, HDPE, High Density *PolyEthylene*). Les prélèvements d'eau dans les piézomètres sont réalisés à l'aide d'une pompe péristaltique. Avant les prélèvements, les piézomètres ont été vidangés afin de renouveler l'eau dans le piézomètre. Pour chaque échantillon, le flacon est rincé trois fois avec l'eau de l'échantillon avant le prélèvement. Pour les analyses du rapport $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ la même démarche a été entreprise bien que des flacons séparés ont au préalable été rincés 2 fois avec de l' HNO_3 ultra pure bidistillé 1M. Pour les isotopes stables de l'eau, deux vials en verre (1 échantillon en sauvegarde) sont remplis en faisant soigneusement attention à ne pas laisser de bulles d'air à l'intérieur. L'échantillonnage pour les isotopes du carbone a suivi le même procédé que pour les isotopes de l'eau. Pour ces derniers, les analyses ont été réalisées rapidement (dans le mois suivant l'échantillonnage) afin de limiter la minéralisation de la matière organique. L'ensemble des échantillons une fois prélevé est stocké à l'obscurité à une température de 4°C jusqu'aux analyses.

3.5 Plateforme analytique du laboratoire Chrono-Environnement : titrage, éléments majeurs, DOC-TOC, N-total et N-dissous

L'ensemble des analyses des ions majeurs, les titrages ainsi que les analyses du carbone organique et de l'azote (N, dissous et total) ont été réalisées au laboratoire Chrono-Environnement avec comme support la plateforme analytique PEA^{2t} (<https://chrono-environnement.univ-fcomte.fr/plateforme/PEA2t/>). Le travail a été réalisé sous la tutelle de Christophe Loup, Vanessa Stefani, Etienne Godard pour les titrages et les analyses des anions, et de Caroline Amiot et Nadia Crini pour les analyses des cations. La préparation des échantillons (filtration, acidification) est réalisée dans les 20 heures qui suivent le prélèvement après avoir été stockés à 4°C. L'ensemble des échantillons d'eau pour les analyses des cations et des anions est filtré à 0,45 μm avec des filtres à membranes MCE (Mixed Cellulose Esters, Millipore).

3.5.1 Titrage

Le titrage selon la méthode de Gran (ajout d'acide sulfurique 0,01 M jusqu'à pH 4,5) permet de déterminer la concentration en bicarbonate dans l'échantillon de manière automatisée. Le titrateur "Si Analytics Titroline 7800" utilisé est relié à un carrousel (Si Analytics, TW alpha plus). Le logiciel qui permet de faire le lien entre le carrousel et le titrateur s'appelle Titrisoft. Pour deux campagnes, Mars et Avril 2020, les titrages ont été réalisés avec l'ajout de l'acide manuellement à cause de l'accès restreint au laboratoire suite à la pandémie de COVID-19.

3.5.2 Anions

La concentration des anions est déterminée par chromatographie ionique (High Performance Liquid Chromatography – HPLC - ; Thermo Dionex ICS 1000). L'incertitude analytique est inférieure à 5 %.

3.5.3 Cations

Une fois filtrés les échantillons sont acidifiés avec de l'acide nitrique 5M pour atteindre un pH < 2. Les cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) ainsi que d'autres éléments (Al, As, B, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni, P, Pb, S, Si, Sn, Sr, Ti, Zn) sont ensuite analysés à l'aide d'un spectromètre à émission atomique (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy - ICP-AES- ; ThermoFisher Scientific iCAP Pro XP). Pour les éléments majeurs et le Sr, l'incertitude analytique est inférieure à 5 % mais peut cependant être plus importante pour quelques éléments mineurs. Pour ces derniers, l'erreur analytique est inférieure à 20 %, correspondant au seuil de validité fixé.

3.5.4 DOC-TOC et-N-total et N-dissous

Les échantillons prélevés pour l'analyse du DOC sont filtrés à 0,22 μm . Les échantillons (vials de 10 ml) sont acidifiés (acide chlorhydrique 37 %) pour neutraliser le carbone inorganique. L'analyse du DOC, du TOC (Total Organic Carbon), du N-total et du N-Dissous est réalisée par combustion analytique avec détection infrarouge pour le carbone organique et électrochimie pour l'azote avec un appareil Elementar Vario TOC cube d'une précision de $\pm 0,5 \text{ mg L}^{-1}$.

3.5.5 Balances ioniques

Afin d'assurer un « contrôle qualité » des analyses des cations et anions, le calcul de la balance ionique a été réalisé.

3.5.5.1 Principe

La balance ionique (ou Normalized Inorganic Charge Balance - NICB) est calculée pour chaque échantillon en suivant la formule suivante :

$$NICB = \frac{\sum \text{Cations} - \sum \text{Anions}}{\sum \text{Cations} + \sum \text{Anions}} * 100 \text{ (Eq. 6)}$$

Les anions pris en compte dans la balance sont les suivants : Br^- , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , HCO_3^- , NO_2^- , NO_3^- . Les ions HCO_3^- sont les anions prédominants. La liste des cations utilisés dans le calcul de la balance est la suivante : Ca^{2+} , K^+ , Sr^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , H^+ . Les NICB sont calculées sur les 20 campagnes de prélèvements. En effet, compte tenu de l'acidité d'une bonne partie des eaux de la tourbière, l'ion H^+ est à prendre en compte dans la balance ionique (Clark, 2015). La concentration en ion H^+ est calculée à partir du pH avec l'équation suivante :

$$[\text{H}^+] = 10^{-\text{pH}} \text{ (Eq. 7)}$$

Pour les cations, comme seulement la concentration totale est mesurée sans prendre en compte la forme ionique dans le milieu, l'hypothèse a été faite que l'ensemble de la quantité élémentaire mesurée pour chaque élément est bien sous la forme ionique mentionnée ci-dessus. Cette hypothèse est vraisemblable pour les alcalino-terreux (le calcium, le strontium, le magnésium) et les métaux alcalins (le sodium et le potassium) possédant une valence stable (CK-12 Foundation, 2021).

Ainsi, en se reportant à l'équation 6, une NICB positive traduit un excès relatif en cations. Réciproquement, une NICB négative traduit un excès relatif en anions.

3.5.5.2 Corrections apportées

Tous les échantillons de la campagne du 21 Octobre 2020 sont caractérisés par des concentrations en HCO_3^- inférieures aux valeurs mesurées sur l'ensemble des autres campagnes : moyenne de $31,1 \text{ mg L}^{-1}$ en Octobre 2020 alors que la moyenne varie entre $47,5$ et $114,7 \text{ mg L}^{-1}$ pour les autres campagnes (médiane des moyennes pour les autres campagnes = $91,7 \text{ mg L}^{-1}$). Parallèlement, la NICB moyenne pour tous les échantillons de chaque campagne n'excède pas $36,7 \%$ (médiane des moyennes = $22,5 \%$) alors qu'elle est de $61,9 \%$ pour le mois d'Octobre 2021. Par exemple, pour les eaux fortement minéralisées ($\text{EC} > 200 \mu\text{S cm}^{-1}$), les NICB sont supérieures à $+40 \%$ pour les échantillons d'Octobre 2020 alors qu'elles n'excèdent pas $+20 \%$ pour le reste du jeu de données. Un problème de titrage des échantillons s'est probablement produit pour cette campagne. Pour pallier à ce problème, les concentrations de HCO_3^- ont été estimées à partir de la forte relation positive entre Ca^{2+} et HCO_3^- sur l'ensemble du jeu de données hormis Octobre 2020 ($R^2 = 0,99$ et $p\text{-value} < 0,05$, Figure 56). Après l'estimation de la concentration en HCO_3^- avec la relation Ca^{2+} - HCO_3^- les NICB pour Octobre 2020 sont considérablement améliorées (Figure 57). La relation Ca^{2+} et HCO_3^- a également permis de calculer la concentration de l'échantillon A (2020-09-02) où une erreur s'était produite lors du titrage.

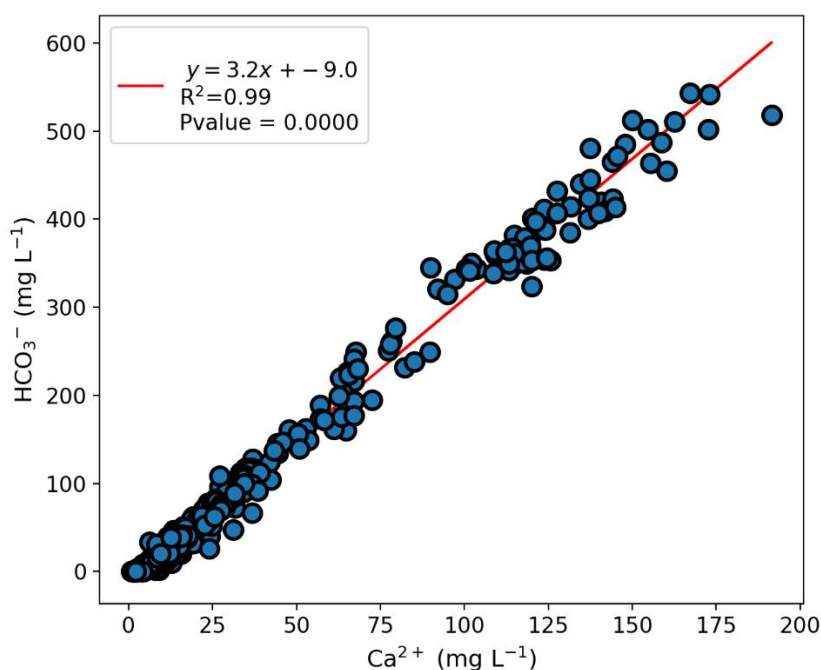


Figure 56 : Concentration en HCO_3^- en fonction de la concentration en Ca^{2+} pour l'ensemble des échantillons ($n = 495$) hormis la campagne d'Octobre 2020. La régression linéaire a été utilisée pour estimer la concentration en HCO_3^- des échantillons de la campagne d'Octobre 2020 à partir des concentrations en Ca^{2+} .

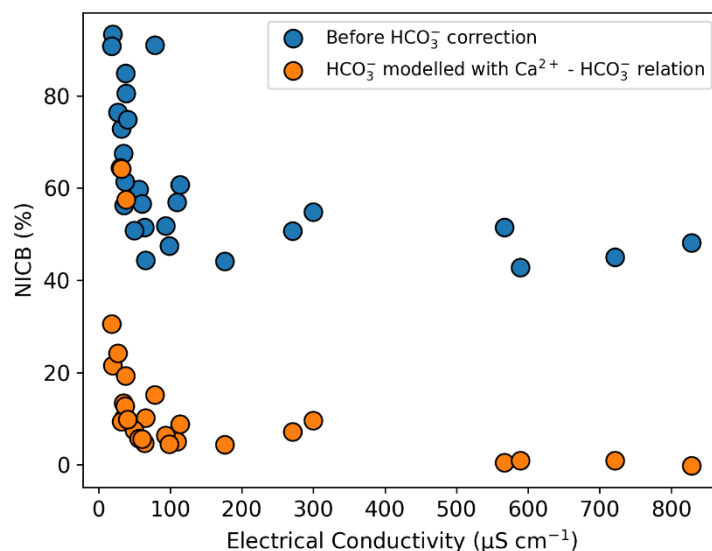


Figure 57 : NICB vs. EC pour les échantillons de la campagne d'Octobre 2020. En bleu, la NICB est calculée avec la concentration de HCO_3^- non corrigée. En orange, la NICB est calculée avec la concentration de HCO_3^- modélisée à partir de la relation $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$.

3.5.5.3 Présentation des NICB

Une fois l'ensemble des corrections réalisées, la NICB en fonction de la conductivité électrique met en évidence une relation non linéaire. Les eaux avec les plus faibles EC ont les balances ioniques les moins bien équilibrées (Figure 58). Cette relation est valable pour l'ensemble des campagnes de mesure. La conductivité électrique utilisée est celle mesurée sur le terrain lors du prélèvement hormis pour certains points (campagne de Janvier 2020 - piézomètres BM3, BM12, BM18, GB, TV7, TV9 et TV12-; et campagne de Novembre 2020 - TV4-) où la conductivité électrique mesurée au laboratoire a été utilisée. La Figure 58 montre que les moins bonnes NICB ($> 10\%$) se retrouvent majoritairement pour les eaux dont EC est $< 75 \mu\text{S cm}^{-1}$. Au-delà de $75 \mu\text{S cm}^{-1}$, les NICB sont nettement mieux équilibrées. Le type d'eau (corrélé à EC) renseigne également sur la distribution des NICB. L'ensemble des eaux de sources karstiques ont des NICB entre -5 et $+7,8\%$. En ce qui concerne les eaux des piézomètres, il semble que la majorité des NICB inférieures à $+10\%$ soient des eaux prélevées dans les niveaux de tourbe intermédiaire et profond. Cependant, des eaux des niveaux de tourbe intermédiaire et profond montrent des NICB supérieures à 10% . Ces échantillons sont pour la plupart caractérisés par des faibles teneurs en solutés dissous ($\text{EC} < 75 \mu\text{S cm}^{-1}$).

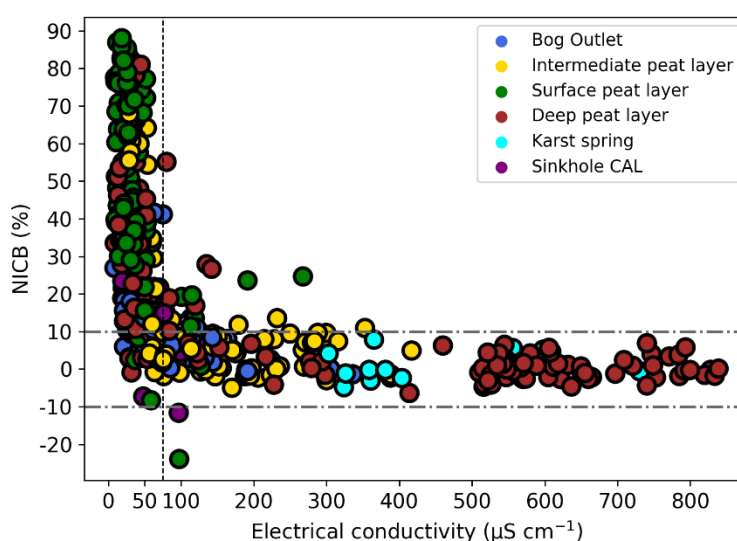


Figure 58 : NICB vs. EC pour l'ensemble du jeu de données. Les pointillés horizontaux correspondent aux NICB égales à $+10\%$ et -10% .

3.5.5.4 Influence de la matière organique sur la NICB

Le déséquilibre des balances ioniques, *i.e.* excès en cations, peut s'expliquer par la concentration en MO dissoute qui porte des charges négatives qui ne sont pas intégrées dans le calcul de la NICB (Urban et al., 2011). Moquet et al. (2021) ont également observé dans des rivières riches en MO (DOC entre 0,9 et 11 mg L⁻¹) que les charges ioniques négatives portées par la MO sont l'hypothèse principale de balances ioniques non équilibrées. Des résultats similaires ont aussi été obtenus par Reeve et al. (1996) dans une tourbière au Canada alimentée à la base par des eaux souterraines avec de fortes concentrations de bicarbonates. Cette étude révèle des contrastes similaires en termes de balances ioniques que ceux observés dans ce travail. Les NICB pour les eaux les plus pauvres en solutés dissous atteignent +99 % (Reeve et al., 1996). Ces auteurs illustrent ce phénomène avec l'équation suivante, traduisant la dissociation d'acides organiques produisant un cation mesurable (H⁺) et un anion non mesurable (R-COO⁻, Eq. 8) :



De plus, Steinmann et Shotyk, (1997) montrent qu'en surface H⁺ est le cation dominant, nécessitant donc de le prendre en compte dans la balance ionique. Ce cation a une double origine, (i) la dissociation du CO₂ dissous et (ii) la dissociation de la MO (Eq. 8).

Dans des tourbières du Jura Suisse (tourbière de l'Etang de la Gruère), Steinmann et Shotyk, (1997) sont arrivés aux mêmes conclusions sur l'origine des NICB déséquilibrées et ont observé des tendances similaires à celles mesurées au Forbonnet. En effet, (1) ils ont mesuré des NICB avec un déficit en anion attribué à la présence de substances humiques chargées négativement. (2), ce déséquilibre en balance ionique est le plus important en surface pour les eaux acides (pH = 4) où la contribution de charges négatives organiques est de 81-91 %. En profondeur, l'augmentation de la concentration en HCO₃⁻ réduit considérablement la proportion des charges négatives issues de la MO (plus que de 2 % à 1 m de profondeur). Ce résultat est cohérent avec les mesures au Forbonnet, où les balances ioniques les plus déséquilibrées correspondent aux eaux dont la conductivité électrique est la plus faible. En effet, lorsque la proportion d'anions inorganiques diminue (HCO₃⁻), les anions organiques (non pris en compte dans la balance ionique) occupent une proportion plus importante (Reeve et al., 1996).

La Figure 59 met en relation les NICB avec les concentrations de DOC (mg L⁻¹). Un premier constat souligne que pour les eaux avec des concentrations en DOC inférieures à 20 mg L⁻¹ la NICB est inférieure à 10 %. Pour les concentrations en DOC supérieures, des NICB supérieures sont observées mais ne composent pas la totalité des NICB qui montrent une large gamme de valeur de presque 0 à plus de 80 %. La concentration en DOC ne semble donc pas être le seul facteur de contrôle affectant la NICB car pour les fortes concentrations en DOC (20 à 40 mg L⁻¹) de nombreux points sont caractérisés par des NICB inférieures à 10 %. Un autre paramètre intervient, il s'agit de la concentration en HCO₃⁻. La quasi-totalité des points avec une NICB inférieure à 10 % montrent des concentrations en HCO₃⁻ supérieures à 30 mg L⁻¹ (Figure 59). Ainsi, l'impact des charges négatives apportées par le DOC sur la NICB résulte à la fois de la concentration en DOC et de la concentration en HCO₃⁻.

Le déficit de NICB permet d'estimer la charge négative moyenne de la MO (µeq mg⁻¹ C⁻¹) en divisant le déficit de charge (µeq L⁻¹) par la concentration en DOC (mg L⁻¹). Par exemple, Dupré et al. (1999) ont quantifié ces charges négatives en estimant qu'un mg de DOC représente 6,5 µeq de charge négative de DOC. L'estimation de la charge négative du DOC a été calculée dans ce travail pour les échantillons d'eau de tourbière dont la NICB est positive (n = 161). Les résultats montrent que la charge négative portée par le DOC varie entre 4,0 (D25) et 7,23 (D75) µeq mg⁻¹ C⁻¹ pour une valeur médiane de 5,26 µeq mg⁻¹ C⁻¹ (Figure 60). L'ordre de grandeur de ces valeurs est cohérent avec celui estimé par Dupré et al. (1999).

Néanmoins, pour une dizaine d'échantillon la charge négative estimée est supérieure à $30 \mu\text{eq mg}^{-1} \text{C}^{-1}$. L'incertitude cumulée de la concentration en DOC et de l'excès en anions porte peut-être une part de l'explication. Il est également possible que la MO ne soit pas uniforme du point de vue de sa structure au sein de la tourbière et donc que la charge négative en soit impactée.

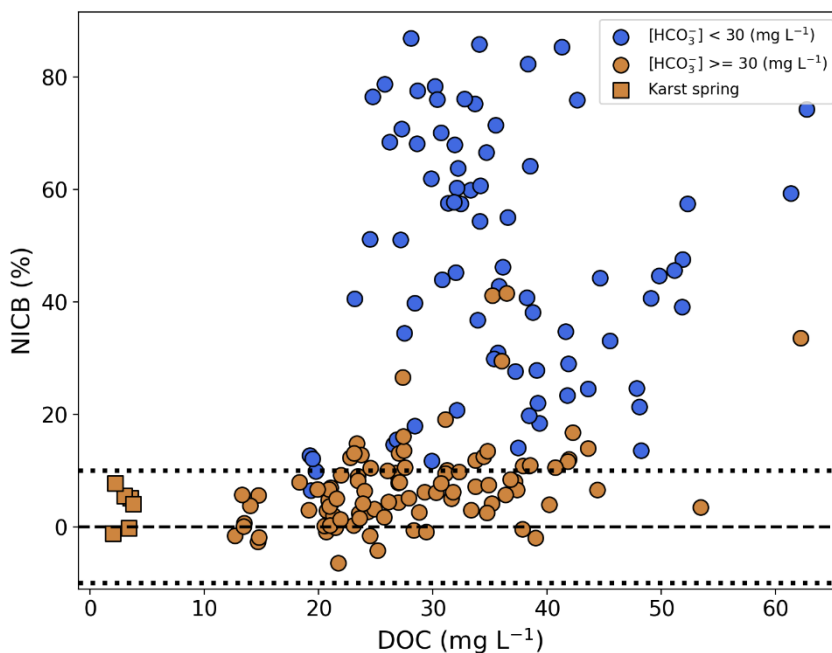


Figure 59 : NICB (%) en fonction de la concentration en carbone organique dissous (DOC, mg L^{-1}). Les lignes en pointillés matérialisent la valeur NICB +10 et -10 %.

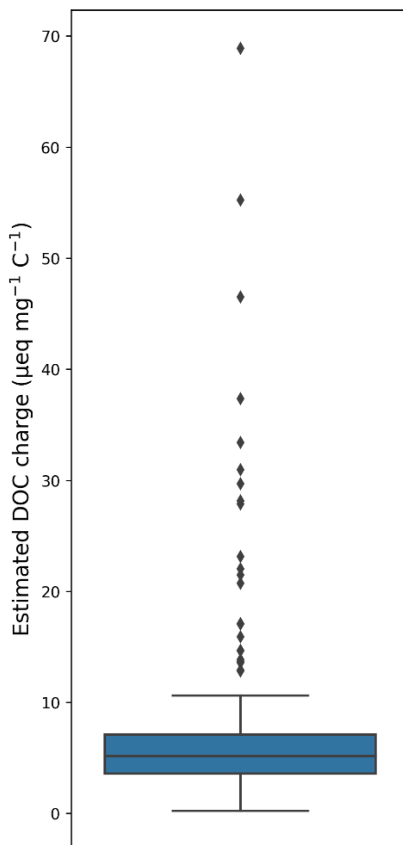


Figure 60 : Charge négative portée par le DOC ($\mu\text{eq mg}^{-1} \text{C}^{-1}$) pour les échantillons d'eau de la tourbière du Forbonnet ; $n = 161$.

3.6 Isotopes stables de l'eau

Les échantillons ont été analysés à l'Université Jean Monnet de Saint-Etienne (Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre, Planètes, Environnement).

Pour les isotopes stables de l'oxygène, de l'hydrogène et du carbone, le rapport d'abondance R de deux isotopes (respectivement $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, $R = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}$, $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$) de l'échantillon est comparé à celui d'un standard. Pour l'oxygène et l'hydrogène, le standard de référence est un échantillon d'eau, le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Pour le carbone, le standard de référence est le Pee Dee Belemnite (V-PDB ; fossiles d'une bélemnite datant du Crétacé dont l'affleurement se trouve en Caroline du Sud).

La signature isotopique en isotopes stables est exprimée en parts pour mille de différence par rapport au standard (noté δ) où le standard est égal à 0 ‰. L'équation suivante est utilisée pour calculer la signature isotopique :

$$\delta = \left[\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000 \text{ (Eq. 9)}$$

3.6.1 Objectif et démarche

La signature isotopique de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) est contrainte par des processus physiques tels que l'évaporation et la condensation de l'eau ainsi que des échanges entre deux phases de compositions isotopiques différentes. L'ensemble de ces facteurs est étroitement lié aux processus hydrométéorologiques et hydrogéologiques (Bottinga et Craig, 1968; Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993). De manière générale, la phase liquide a tendance à s'enrichir en isotopes lourds (${}^{18}\text{O}$ et ${}^2\text{H}$) tandis que la phase gazeuse au contraire tend à s'appauvrir en isotopes lourds.

En effet, lors du processus d'évaporation les isotopes légers sont évaporés préférentiellement alors que lors du processus de condensation, les isotopes lourds sont préférentiellement condensés (Dansgaard, 1964). Ainsi, ces outils se sont largement développés en hydrogéologie notamment pour déterminer l'origine de l'eau (altitude de recharge) dans un aquifère (Barbieri et al., 2005; Blasch et Bryson, 2007; Clark, 2015; Santoni et al., 2021). Certaines études s'intéressent même à ces rapports isotopiques dans l'eau contenue dans des minéraux métamorphiques afin d'étudier les précipitations sur d'anciennes chaînes de montagne. Par exemple, Dusséaux et al. (2021) a pu estimer la paléo-altitude de la chaîne hercynienne avec cette méthode.

Dans le cadre de ce travail de thèse, les isotopes stables de l'eau sont mesurés sur une année hydrologique complète à différents endroits de la tourbière. Les prélèvements dans la tourbière sont réalisés à plusieurs profondeurs afin d'étudier la réactivité du milieu aux précipitations, d'affiner la compréhension des écoulements d'eau dans la tourbière, et d'évaluer la contribution potentielle d'eaux souterraines. Les précipitations au niveau de la tourbière et celles plus en altitude sont prélevées à un pas de temps mensuel afin d'avoir la signature du signal d'entrée dans la tourbière et dans le karst. Le suivi des précipitations est utilisé pour construire une droite météorologique locale, en complément de celles réalisées par Leroux (2010) en 2006-2007 à respectivement 10 et 18 km au sud-est de Frasne (à Labergement, 850 m a.s.l. – above sea level - et à La Boissaude 1222 m a.s.l., chapitre 5).

3.6.2 Facteurs influençant la signature isotopique des précipitations

La signature isotopique des précipitations dépend d'un certain nombre de facteurs météorologiques et géographiques. La température du nuage au moment des précipitations est un de ces facteurs : l'enrichissement isotopique est positivement corrélé à la température (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993). Ce phénomène est appelé « *Temperature effect* ». Ainsi, ce facteur influence la signature isotopique

des précipitations au cours de la saison et est davantage important aux régions de moyennes latitudes où la saisonnalité est la plus marquée (Masiol et al., 2021; Rozanski et al., 1993). Pour la gamme de température 0-20°C, la relation négative entre $\delta^{18}\text{O}$ et la température est de 0,58 ‰/°C (Rozanski et al., 1993). A une échelle de temps plus longue, les variations de la signature isotopique des précipitations au cours des derniers millénaires sont utilisées en paléoclimat pour reconstruire les paléo-températures comme c'est le cas pour les calottes glaciaires Arctique et Antarctique (Jouzel et al., 2003).

Lors d'un évènement pluvieux, la quantité d'eau qui précipite influence également la signature isotopique moyenne de l'évènement pluvieux (« *Amount effect* »), la signature isotopique est négativement corrélée à la quantité de précipitation (Dansgaard, 1964). En effet, lors d'un petit évènement pluvieux, les gouttes d'eau peuvent subir un enrichissement isotopique : (1) inversement proportionnel à la quantité de vapeur condensée, (2) due à l'évaporation des gouttes dans l'air et (3) à l'équilibration avec la vapeur d'eau dans les couches d'air traversées (Dansgaard, 1964). En hiver, les précipitations neigeuses ne sont pas affectées par les phénomènes d'échange avec la vapeur d'eau dans l'air ambiant et par le phénomène d'évaporation (Rozanski et al., 1993).

Les deux processus « *Temperature effect* » et « *Amount effect* » ont une importance qui varie selon la latitude. Ainsi, l'« *Amount effect* » prend le dessus sur le « *Temperature effect* » au niveau des tropiques car les variations saisonnières de températures sont peu marquées et que les évènements pluvieux intenses sont importants (Dansgaard, 1964). Au contraire, au niveau des hautes latitudes c'est le « *Temperature effect* » qui est le facteur prépondérant. Les précipitations aux moyennes latitudes sont à la fois affectées par le « *Temperature effect* » et l'« *Amount effect* », en été lors des évènements orageux (Dansgaard, 1964). Les facteurs climatiques/météorologiques ne sont pas les seuls à impacter la signature isotopique des précipitations. La localisation géographique joue également un rôle important (Figure 61 ; Pederzani et Britton, 2019).

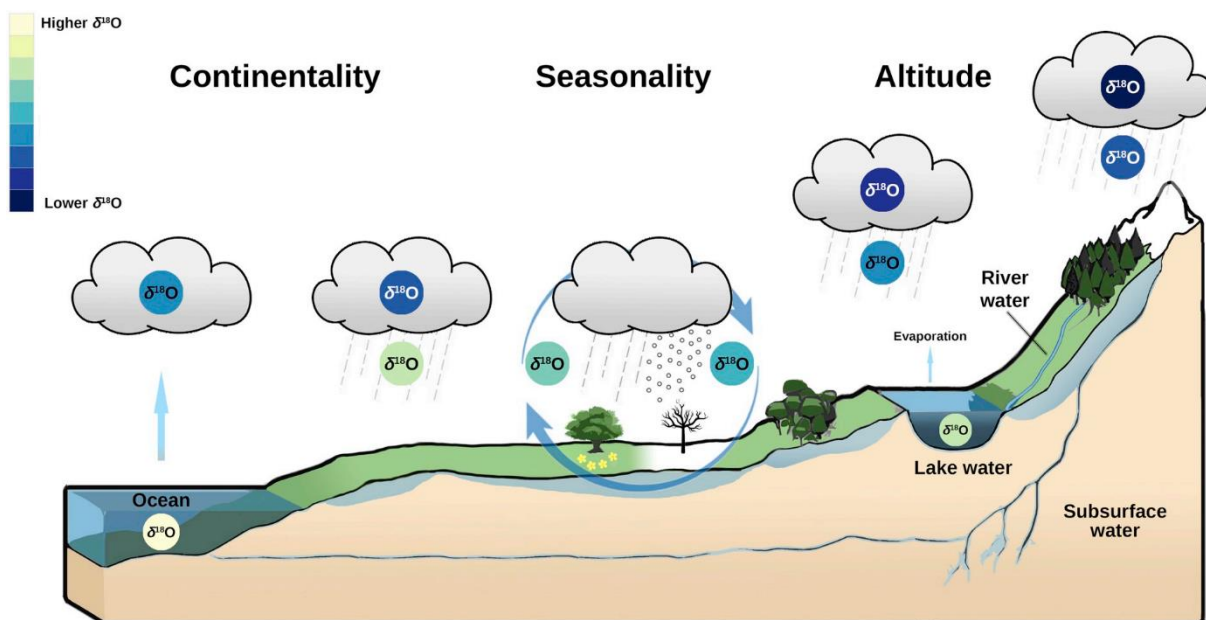


Figure 61 : Figure schématique de l'appauvrissement des isotopes stables des précipitations en fonction de la continentalité, de l'altitude et de la saison (Pederzani et Britton, 2019).

Dans la plupart des situations, lorsque la vapeur d'eau dans l'atmosphère est majoritairement issue de l'évaporation au-dessus de l'océan, la signature isotopique des précipitations s'appauvrit en isotopes lourds lorsque la distance à la côte s'allonge (Figure 61 et Figure 62), ce phénomène est appelé « *Continental effect* » (Rozanski et al., 1993). Ajouté à ce phénomène, lorsqu'une masse d'air passe au-dessus d'une montagne, le

refroidissement adiabatique entraîne la condensation de la vapeur d'eau présente dans cette masse d'air appauvrissant ainsi la vapeur d'eau de la masse d'air en isotopes lourds. L'eau présente dans la masse d'air perd donc au fur et à mesure de son ascension davantage d'isotopes lourds sous formes de précipitations, lesquelles deviennent de plus en plus appauvries en isotopes lourds avec l'altitude (Figure 61 et Figure 62).

Enfin, l'origine de la masse d'air (Atlantique, Méditerranéenne, local) peut impacter la signature isotopique des précipitations au Forbonnet. Par exemple, Celle (2000) a mis en évidence en Méditerranée occidentale que l'origine des masses d'air apportant les précipitations peut varier entre la Méditerranée et l'Atlantique, se différenciant notamment par leur composition isotopique.

$\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ entretiennent une forte et positive relation. Craig, (1961) a mis en évidence à partir d'un jeu de données mondiales de signatures isotopiques d'eaux douces (incluant les précipitations) que la meilleure régression linéaire se traduit par l'équation suivante (Eq. 10) :

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ (Eq. 10)}$$

Cette équation est appelée la droite météorique mondiale (Global Meteoric Water Line - GMWL). Dans certains cas, à causes d'effets locaux, une droite météorique locale (Local Meteoric Water Line - LMWL) peut différer légèrement de la droite météorique mondiale (Figure 62). L'espace $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ est d'usage commun pour l'étude des isotopes stables de l'eau car il met en évidence les processus abordés affectant les signatures isotopiques (Figure 62, Sprenger et al., 2016).

L'ordonnée à l'origine de l'équation 10 traduit un excès en deutérium. Lors de processus non-équilibrants, e.g. évaporation, condensation, les molécules d'eau HDO^{16} sont préférentiellement évaporées par rapport au molécules H_2O^{18} . Ces processus impactent la signature des précipitations, mais aussi la signature des eaux de surfaces, e.g. évaporation eau en surface libre. Par exemple, l'évaporation d'eau de surface entraîne un enrichissement en isotopes lourds des eaux de surface et inversement un appauvrissement en isotopes lourds de la vapeur d'eau évaporée (Sprenger et al., 2017). Les eaux de surface sont alors caractérisées par des points alignés sur une « droite d'évaporation » moins raide que la GMWL et la LMWL (« Evaporation line » ; Figure 62).

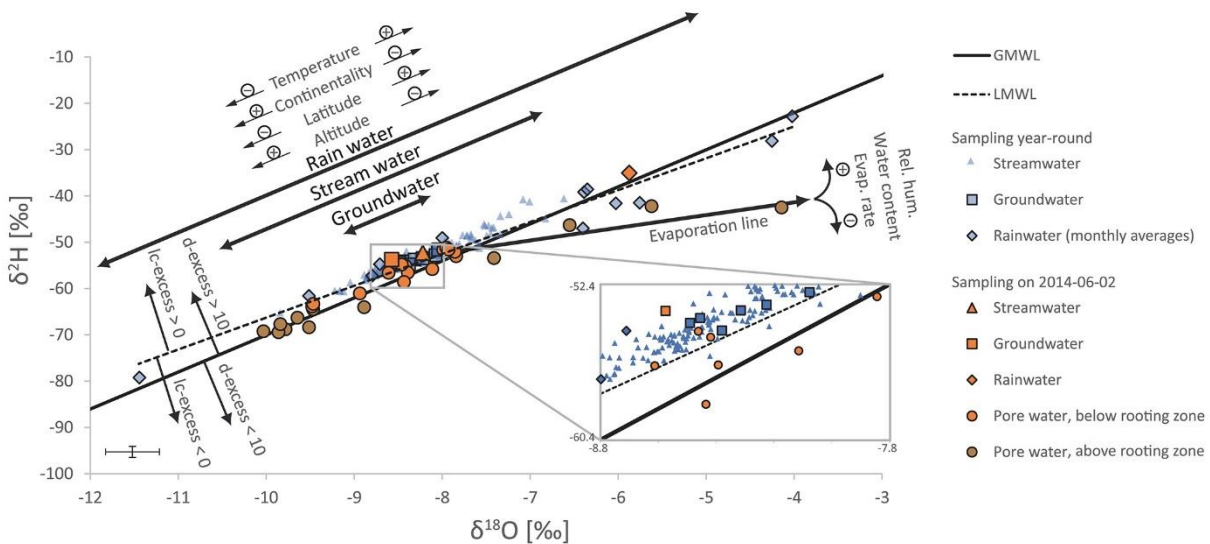


Figure 62 : Figure de synthèse présentant l'effet des différents processus affectant la composition isotopique des eaux douces (pluie, rivières, eaux souterraines) sur un graphique $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (« Dual isotope plot » ; Sprenger et al., 2016).

Le concept de Deutérium excess (d-excess, ou d) a été introduit par Dansgaard en 1964 :

$$d = \delta^{2}\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O} \text{ (Eq. 11)}$$

Le d-excess correspond à l'écart en Deutérium par rapport à la GMWL. Si le d-excess est égal à 10 ‰, alors la signature isotopique est alignée sur la GMWL. De manière similaire au d-excess, le Lc-excess correspond à l'écart en Deutérium par rapport à la LMWL (Sprenger et al., 2016). Le d-excess est directement relié à l'humidité relative de l'air au-dessus des masses d'air océaniques lors de l'évaporation. Le d-excess de la GMWL (10 ‰) est associé à une humidité relative moyenne de 81 % (Merlivat et Jouzel, 1979), plutôt caractéristique d'un climat océanique. Ainsi, les variations de d-excess dans les précipitations caractérisent des origines de masses d'air différentes comme a pu le montrer Celle (2000) dans le bassin méditerranéen occidental. En effet, le d-excess est proportionnel à l'humidité relative de la masse d'air océanique mais aussi au taux d'évaporation. Dansgaard (1964) le définit comme un index du degré d'évaporation lorsque l'évaporation se produit au-dessus d'un réservoir d'eau suffisamment important et bien mélangé pour être considéré comme non limitant. Néanmoins, si l'évaporation se produit au-dessus d'une masse d'eau limitée, le d-excess devient inférieur à 8 et est inversement proportionnel au degré d'évaporation. Enfin, le d-excess peut diminuer au moment-même de l'évènement pluvieux lors de l'évaporation de gouttes d'eau (Bertrand, 2009).

Les paragraphes précédents montrent la complexité et le nombre important des facteurs influençant la composition isotopique des précipitations et des eaux de surface (évaporation). Néanmoins, en fonction de l'échelle spatio-temporelle d'intérêt, certains facteurs sont prépondérants (Celle, 2000).

Le massif du Jura est soumis à l'ensemble de ces phénomènes dans différentes proportions. En effet, les variations saisonnières de température importantes (~15°C, Toussaint et al., 2020a) se traduisent par une variation saisonnière de la signature isotopique des précipitations. Le « *Temperature effect* » et l'« *Amount effect* » sont considérés dans cette thèse grâce à une collecte mensuelle des précipitations associée à la mesure du volume d'eau précipité. La localisation en moyenne montagne (~830 m) et l'éloignement des côtes influencent également la signature isotopique des précipitations.

3.6.3 Suivi des précipitations et calcul de la LMWL

Le suivi des précipitations a commencé en décembre 2017 avec l'installation d'un système de collecte des précipitations artisanal sur la plateforme scientifique (bidon avec entonnoir limitant l'évaporation). Des prélèvements mensuels ont été assurés jusqu'à la mise en place d'un pluviomètre collecteur normalisé également sur la plateforme scientifique pour l'analyse des isotopes stables de l'eau (Palmex Rain Sampler 1C) fin janvier 2020 (premier prélèvement fin février 2020 intégrant les précipitations du mois de février 2020). L'eau est stockée dans un bidon en plastique HDPE et le système est prévu pour limiter l'évaporation de l'eau et les fractionnement isotopiques associés. En effet, le passage de la phase liquide à la phase gazeuse induit un fractionnement isotopique (Dansgaard, 1964; Sprenger et al., 2016). Durant plusieurs mois, les deux collecteurs d'eau sont prélevés au même moment afin de les comparer et de quantifier la fiabilité du collecteur artisanal (Annexe 6).

Le premier confinement a retardé l'installation d'un second pluviomètre collecteur normalisé (Palmex Rain Sampler 1C) plus haut en altitude (sur la montagne du Laveron, à 1000 m, Figure 28). Ce second pluviomètre collecteur a pour but d'étudier la signature isotopique des précipitations plus en altitude tombant sur l'anticlinal du Laveron, suspecté d'être connecté du point de vue hydrogéologique avec le synclinal de Frasne-Bouverans dans lequel le site d'étude s'inscrit (chapitre 2). Celui-ci a pu être installé le 07/05/2020. Les premières précipitations collectées par ce pluviomètre en altitude couvrent la période du 12 au 26 Mai 2020. Le pas d'échantillonnage pour les deux collecteurs a été synchronisé afin de pouvoir comparer les signatures

isotopiques. Lors de chaque prélèvement, deux vials en verre de 35 ml sont échantillonnées rigoureusement pour ne pas laisser de bulles d'air. Bien que la comparaison qualitative de la signature isotopique des précipitations aux deux altitudes permette d'entrevoir un gradient altitudinal comme supposé, les volumes de précipitations mesurés au Laveron ne sont pas fiables et n'ont donc pas pu permettre de calculer un gradient altitudinal des signatures isotopiques pondérées par le volume comme espéré. Ainsi, il a été jugé préférable d'utiliser le gradient régional dans le Jura ($\delta^{18}\text{O}$) qui est d'environ 0,2‰/100 m d'altitude (Blavoux et al., 1979; Leroux, 2010; Mudry, 1981).

Les échantillons de précipitations collectés avec le pluviomètre collecteur normalisé sont intégrés au SNO RENOIR (REseau fraNçais d'Observation des Isotopes dans les Précipitations, <https://sno-renoir.osups.universite-paris-saclay.fr/>) pour alimenter la base de données des signatures isotopiques des précipitations.

3.6.4 Laboratoire

Les rapports isotopiques du dihydrogène et de l'oxygène sont mesurés séparément. Les analyses sont dans les deux cas réalisées sur le gaz équilibrant avec spectromètre de masse pour rapports isotopiques (isotope ratio mass spectrometry -IRMS- Delta V Plus Thermofisher). Les analyses ont été réalisées par équilibration sur un système de préparation des Gas-Bench connecté au spectromètre de masse (Inc, 2008).

Les standards IAEA SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation), GRESP (GREenland Summit Precipitation) et SMOW (Standard Mean Ocean Water) ont été utilisés. Les standards sont mesurés 3 fois chacun pour un jeu de 13 échantillons, respectivement mesurés une fois au début, une fois au milieu et enfin à la fin de la série, ceci afin de s'assurer qu'il n'y ait pas de dérive de l'appareil au cours de la mesure. Il est également important de mesurer les standards pour chaque série de mesure pour pouvoir *in fine* exprimer les valeurs de rapport isotopique par rapport à un standard (ici le SMOW). En effet, les conditions de mesure changent à chaque série de mesure influençant donc les valeurs des standards mesurés. Ainsi, une courbe d'étalonnage est effectuée pour chaque série de mesure. L'équation de cette droite est ensuite appliquée aux échantillons.

Pour chaque échantillon, 2 à 3 aliquotes d'eau sont analysés séparément. Pour chaque aliquote, 10 mesures de rapports sont réalisées sur 10 injections successives du gaz équilibré, la première valeur est systématiquement supprimée. Au total entre 27 et 28 mesures de rapport sur un même échantillon sont réalisées. La moyenne de ces mesures est utilisée. Pour chaque échantillon l'écart-type associé aux mesures est calculé. Un seuil de valeur est appliqué, respectivement $\pm 0,1$ ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et ± 1 ‰ pour le $\delta^2\text{H}$. Les échantillons pour lesquels l'écart type est supérieur à cette valeur seuil sont réanalysés.

Pour les deux mesures 500 μL d'échantillon (liquide) sont placés dans un vial où l'air est remplacé par un mélange connu (Figure 63). La composition de ce mélange n'est pas la même pour les deux mesures, hélium + H_2 pour la mesure du $\delta^2\text{H}$ (équilibration $\text{H}_2\text{-H}_2\text{O}$), et hélium + CO_2 pour la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ (équilibration $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$). Pour la mesure du $\delta^2\text{H}$, un support en platine est ajouté dans le vial permettant de catalyser la réaction d'échange entre le deutérium de l'eau et celui du gaz équilibrant (Horita, 1988; Miyamoto et al., 1989). Pour le $\delta^{18}\text{O}$, il n'y a pas besoin de la plaque en platine car la molécule d'eau se met directement à l'équilibre avec le CO_2 gazeux (Bottinga et Craig, 1968; Epstein et Mayeda, 1953). Le temps pour la réaction est de 2 heures pour le $\delta^2\text{H}$ et de 20 heures pour le $\delta^{18}\text{O}$ à 21 °C.

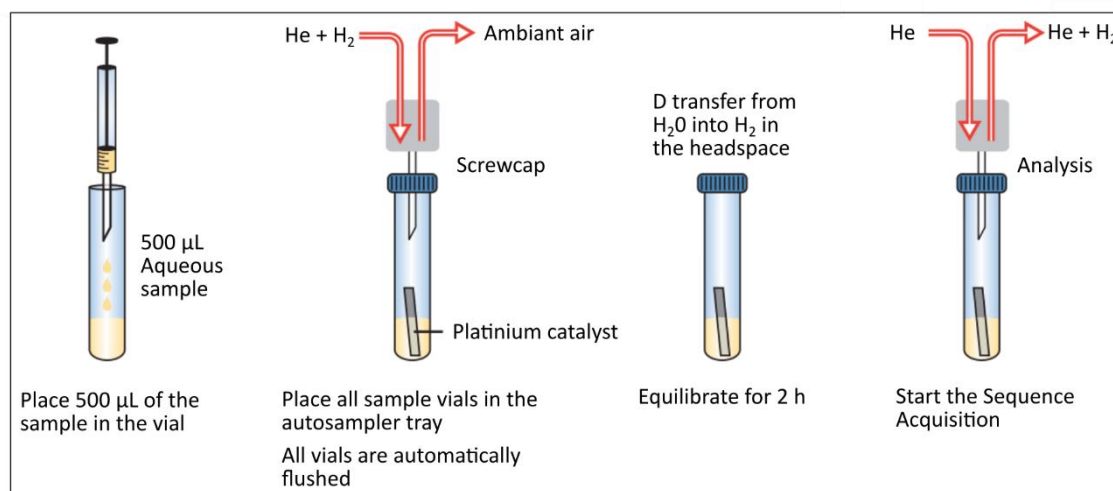


Figure 63 : Etapes d'équilibration des isotopes stables de l'eau dans l'échantillon avec l'air avant la mesure à l'IRMS (exemple de l'hydrogène). Modifié d'après la notice du GasBench de Thermofisher: (Inc, 2008) La plaque catalytique en platine est uniquement présente pour la mesure du $\delta^2\text{H}$. Le mélange gazeux initial dans le vial est hélium + H₂ pour la mesure du $\delta^2\text{H}$. Pour la mesure du $\delta^{18}\text{O}$, le mélange est différent, il s'agit d'un mélange hélium + CO₂.

3.7 Isotopes stables ^{12}C et ^{13}C du carbone

3.7.1 Objectif et démarche

Les tourbières étant à la fois des hot spots de transformation du carbone inorganique dissous (DIC, pour Dissolved Inorganic Carbon) et des sources de DIC pour les hydrosystèmes en aval, un intérêt croissant est porté sur la compréhension des processus de spéciation et d'origine du DIC dans ces milieux. La tourbière du Forbonnet possède également la caractéristique d'être localisée sur un environnement carbonaté (karst). Par conséquent, nous avons réalisé deux campagnes (Octobre 2019 et Février 2021) de mesure de la signature en Carbone-13 du DIC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) des eaux de la tourbière. Ces données sont accompagnées de mesures physico-chimiques de l'eau et ont fait l'objet d'un travail sur la compréhension des processus de spéciation et de sources du DIC à l'interface atmosphère-tourbière-moraine-karst.

3.7.2 Expression de la signature en ^{13}C

Le carbone possède 3 isotopes. Le ^{12}C et le ^{13}C sont des isotopes stables avec pour abondance respectives 98,9 et 1,1 % (IAEA, 2013). Le ^{14}C est un isotope radioactif dont l'abondance naturelle est beaucoup plus faible ($< 10^{-12}$ %). La teneur en ^{14}C peut renseigner sur l'âge du carbone contenu dans un échantillon tandis que le rapport isotopique du ^{13}C sur le ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) permet d'étudier l'origine et la spéciation du carbone.

Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ est exprimé versus le standard international Pee Dee Belemnite (V-PDB) et calculé avec l'équation suivante :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = \left[\frac{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{sample}}}{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000 \text{ (Eq. 12)}$$

Les fractionnements entraînent un appauvrissement ou un enrichissement d'un des deux isotopes. Le facteur d'enrichissement s'écrit ε et est exprimé en ‰ (Clark, 2015) :

$$\varepsilon = 1000 \times (\alpha - 1) \sim 1000 \ln(\alpha) \text{ (Eq. 13)}$$

Où α est le ratio entre les deux isotopes.

3.7.3 Sources et processus de fractionnement du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$

La signature du DIC dans les eaux naturelles résulte d'un large panel de sources (carbonates, matière organique) et de puits (dégazage atmosphérique, précipitation de carbonate) de DIC ainsi que de fractionnements géo- et biogéo-chimiques (Bottrell et al., 2019; Clark et Fritz, 1997; Wigley et al., 1978). Dans les tourbières, on retrouve une partie de ces processus affectant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ mesuré dans l'eau (Figure 64; Campeau et al., 2017). Les principaux réservoirs de DIC ont des signatures contrastées permettant a priori au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ d'être un bon traceur des origines du DIC. Cependant, la complexité des processus affectant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ peut limiter son usage à cause de son caractère non conservatif (Campeau et al., 2017b).

3.7.3.1 Les réservoirs de DIC

Les trois principaux réservoirs de DIC sont :

- **Le DIC d'origine atmosphérique.** Sa signature est actuellement de l'ordre de -8 ‰ (Clark, 2015). Cette valeur ne fut néanmoins pas constante au cours du temps. A l'échelle du dernier siècle, les quantités importantes de CO_2 relâchées dans l'atmosphère par la combustion de carbone fossile a appauvri la signature isotopique en carbone de l'atmosphère passant d'environ -7 ‰ à -8 ‰ (IAEA, 2013).
- **Le DIC d'origine biogénique, issu de la dégradation de la matière organique.** Le CO_2 présent dans le réservoir atmosphérique est capté par les plantes lors de la photosynthèse. Le carbone assimilé par les plantes est appauvri par rapport au CO_2 atmosphérique à cause d'un fractionnement lors de la photosynthèse. Il existe 3 grands types de métabolismes associés à un mécanisme propre de photosynthèse (cycle photosynthétique) dont chacun induit un fractionnement différent de la signature isotopique du carbone. On distingue les plantes de type C3 (majoritaires, $\delta^{13}\text{C}$ entre -34 et -22 ‰ ; cycle de Calvin ; Vogel, 1993) de celles de type C4 (principalement des herbacées ; $\delta^{13}\text{C}$ entre -10 et -15 ‰ ; cycle de Hatch-Slack). Le troisième mécanisme de photosynthèse est appelé cycle mixte ou cycle Crassulacean Acid Metabolism (CAM). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont intermédiaires aux valeurs des plantes C3 et C4 (~-17 ‰). La concentration de plantes de type C4 dans le monde est la plus forte dans les climats arides et subtropicaux (~> à 70 %) tandis qu'elle demeure très faible en Europe (< à 1 % ; Still et al., 2003). Par ailleurs, les plantes de type C3 sont les plus répandues en climat tempéré (IAEA, 2013). Ainsi, l'hypothèse d'une contribution essentiellement des plantes C3 dans le cas de notre étude est très forte. Des mesures de la MO en tourbière permettent de définir un intervalle de valeur de signature isotopiques pour les plantes entre -30 et -25 ‰ (Buzek et al., 2019; Delarue, 2010; Loisel et al., 2010). Au Forbonnet, Delarue et al. (2011a) mesurent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sur de la MO dissoute entre -28 et -26 ‰. A l'occasion d'un carottage réalisé au sud de la tourbière active (chapitre 2, section 6.4.4), des mesures du $\delta^{13}\text{C}$ sur trois échantillons (bois à -55 cm de profondeur, mat végétal à -127 cm de profondeur et bois à -210 cm de profondeur) sont caractérisés respectivement par des valeurs de -26,2 ; -27,8 et -28,2 ‰ (Goubet, 2016).
- **Le DIC d'origine géogénique, correspondant au carbone des bicarbonates issus de la dissolution des carbonates.** Les carbonates constituent un réservoir de carbone important qui constitue une source de DIC. Keith et Weber (1964) mesurent des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ entre -1 et +2,5 ‰ dans des sédiments marins du Jurassique et du Crétacé. Dans le massif du Jura, Colombié et al. (2011) et Joachimski (1994) ont mesuré des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ entre -5 et +3 ‰. La valeur de 0 ‰ est généralement utilisée comme valeur moyenne en contexte géologique marin-carbonaté (Bertrand et al., 2013; Campeau et al., 2017b; Celle-Jeanton et al., 2003; Emblanch et al., 2003; Huneau, 2000).

3.7.3.2 Processus de fractionnement affectant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$

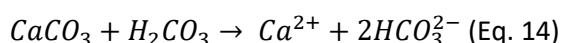
Le DIC est la somme des trois phases dissoutes suivantes (H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-}). La proportion de chacune de ces phases dépend du pH de l'eau (Langmuir, 1997). Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ fractionne avec les changements de phases du DIC qui sont thermo-dépendants (Bottinga, 1968; Deines et al., 1974; Mook et al., 1974; Vogel et al., 1970).

Dans un sol, le CO_2 biogénique issu de la décomposition de la végétation est soumis à un enrichissement dû à la diffusion du CO_2 atmosphérique. Cet enrichissement peut atteindre +4,4 ‰ (Cerling et al., 1991). Ainsi, dans les sols forestiers de moyennes latitudes, Bertrand et al. (2013), Emblanch et al. (2003), ou encore Emblanch et al. (1998) mesurent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ comprises entre -21 et -22 ‰. Dans les tourbières, les conditions anaérobies dans les niveaux intermédiaires et profonds peuvent limiter ce phénomène de diffusion.

Les tourbières sont des écosystèmes où les conditions anaérobies favorisent la production de méthane. Ce processus biogéochimique se traduit par un enrichissement du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Campeau et al., 2018; Corbett et al., 2013; Holmes et al., 2015; Lansdown et al., 1992; Steinmann et al., 2008). Dans le détail, il existe deux principales voies métaboliques de production du méthane (hydrogéntrophique et acétoclastiques). La voie hydrogéntrophique ($\alpha = 1,06$ à $1,09$) entraîne un fractionnement plus important que la voie acétoclastique ($\alpha = 1,01$ à $1,06$; Galand et al., 2010; Holmes et al., 2015; Whiticar et al., 1986). À l'inverse, l'oxydation du méthane appauvrit le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Barker et Fritz, 1981). La méthanogenèse n'est cependant pas le seul processus de dégradation de la MO en tourbière. Il existe en effet d'autres processus de dégradation de la MO produisant du CO_2 , aérobie (respiration) et anaérobie (fermentation), pour lesquels la signature isotopique du carbone reste inchangée (Corbett et al., 2013; Holmes et al., 2015; Lapham et al., 1999). Par ailleurs, le CO_2 produit par la minéralisation du DOC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ entre -29 et -33 ‰; Leigh McCallister et del Giorgio, 2008; Opsahl et Zepp, 2001) est relativement appauvri par rapport à la signature isotopique du DIC dans les sols ou les rivières (Campeau et al., 2017b).

Dans les rivières et les eaux de surface, la pression en CO_2 dissous est généralement supérieure à celle dans l'atmosphère : l'eau est dite sursaturée en CO_2 . Ce gradient de concentration entre l'eau et l'atmosphère fait dégazer le CO_2 vers l'atmosphère (CO_2 evasion/outgassing/degassing en anglais; Abril et al., 2014; Deirmendjian et Abril, 2018). Ce phénomène est également observé en tourbière (Billett et Moore, 2008) et fait fractionner le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ car le CO_2 composé de l'isotope 12 du carbone est préférentiellement dégazé. Enfin, dans les cours d'eau, la photosynthèse des algues enrichit le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Campeau et al., 2017b).

Considérant un contexte carbonaté, où la dissolution des carbonates se fait uniquement par l'acide carbonique, le système peut être dit ouvert à l'atmosphère, c'est-à-dire qu'il y a la possibilité d'échange de DIC, ou fermé à l'atmosphère. Ces concepts ont été introduits par Garrels et Christ (1965) et Langmuir (1971). Cette différence a des répercussions sur les processus influençant la signature du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. Dans les deux cas, le DIC est plus enrichi que la valeur initiale de DIC issue de la source biogénique, en faisant abstraction des autres processus (anaérobie par exemple) pouvant affecter la valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. L'équation 14 met en évidence que la dissolution des carbonates produit des bicarbonates dont l'origine à la fois géogénique (CaCO_3) et biogénique (H_2CO_3) est répartie en proportions stœchiométriques.



La signature des eaux souterraines en milieu fermé est généralement autour de -12 ‰, résultant d'un mélange stœchiométrique entre la signature des carbonates (~0 ‰) et du CO₂ du sol (~-22 ‰; Appelo et Postma, 2010). Par exemple, Emblanch et al. (2003), dans des sources karstiques du sud de la France trouvent des valeurs entre -11 et -13 ‰ tandis que Celle-Jeanton et al. (2003) mesurent des valeurs entre -9 et -14 ‰ dans les montagnes du Jura. En milieu ouvert, l'équilibration du CO₂ de l'eau se fait davantage avec le CO₂ en phase gazeuse (du sol ou de l'atmosphère) car ce mécanisme est beaucoup plus rapide que la dissolution des carbonates (Langmuir, 1997). Les valeurs rencontrées (~-16 ‰) sont généralement légèrement plus appauvries qu'en milieu fermé. Cependant, ces gammes de valeurs (milieu ouvert et fermé) sont données à titre d'exemple et peuvent varier notamment en fonction de la proportion d'H₂CO₃ et de HCO₃⁻ (Clark, 2015).

Lorsque la dissolution des carbonates est réalisée par l'acide sulfurique, la signature isotopique des bicarbonates (aqueux) produits est sensiblement la même que celle des carbonates (solide) (Brunet et al., 2005; Li et Ji, 2016; Li et al., 2008).

En ce qui concerne l'altération des silicates, lorsque le milieu est ouvert au CO₂ d'origine biogénique, la signature du ¹³C fractionne lors des changements de phase du DIC (CO₂ → HCO₃⁻ → CO₃²⁻) associés à l'augmentation du pH de l'eau (Bottrell et al., 2019). Par contre, lorsque le système est fermé vis-à-vis du CO₂ du sol, la totalité du DIC conserve la même signature malgré les fractionnements entre les différentes phases puisqu'il s'agit du même DIC (Bottrell et al., 2019).

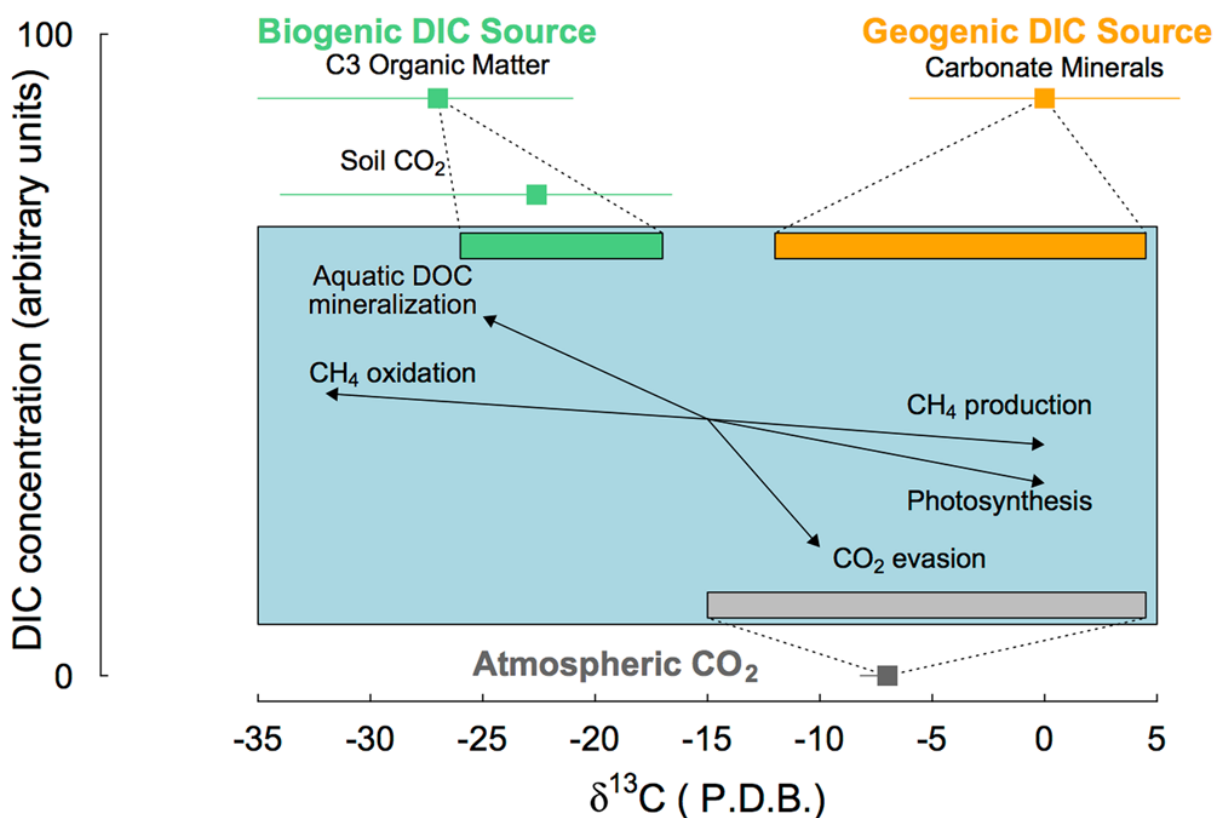


Figure 64 : Schéma conceptuel illustrant les principaux processus biogéochimiques affectant le ¹³C du DIC dans les cours d'eau (Campeau et al., 2017).

3.7.4 Laboratoire

Les analyses ont été effectuées au laboratoire Ecolab à Toulouse dans le cadre du projet DIC Tracing (SNO Tourbières). Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ a été analysé par un spectromètre de masse (Isoprime 100, Elementar, UK) couplé à un système d'équilibration (MultiFlow-Geo, Elementar, UK). L'air dans un vial pour l'analyse a été remplacé par de l'hélium. De l'acide phosphorique ainsi que de l'échantillon ont été ajoutés dans ce vial pour faire dégazer le DIC contenu dans l'échantillon. Après avoir attendu le temps nécessaire pour que la réaction entre l'acide et l'échantillon soit terminée, l'air dans le vial est analysé avec le spectromètre de masse (Figure 65). Des standards (Na_2CO_3 , NaHCO_3 , standards internes) ont été analysés tous les 8 échantillons pour s'assurer de la stabilité des mesures. La résolution de la mesure est $\pm 0,11 \text{ ‰}$.

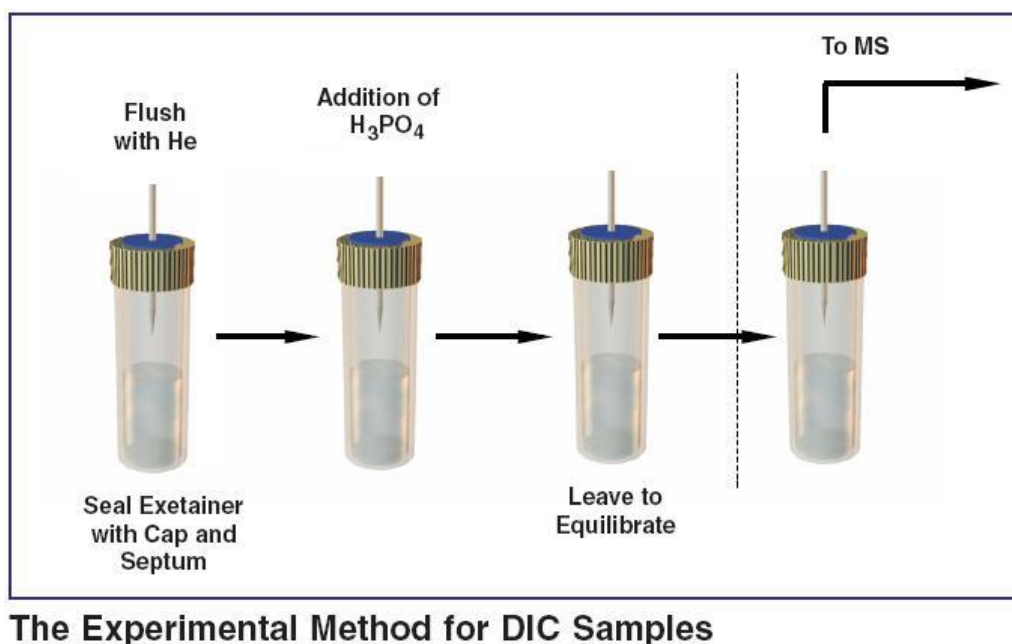


Figure 65 : Schéma synthétique de la méthode d'équilibration du DIC de l'échantillon réalisée avec le MultiFlow. Une fois ces étapes réalisées, le vial est prêt à être analysé au spectromètre de masse ("To MS"; Isoprime MultiFlow User Guide.)

3.8 Isotopes du Strontium (Sr)

De manière similaire aux isotopes du carbone, le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est un traceur géochimique dit non conservatif. Ce rapport isotopique mesuré dans l'eau est entre autres le fruit de l'interaction avec le Sr contenu dans les roches (Gosz et al., 1983; Graustein, 1989). Après une phase de préparation des échantillons (solides et liquides) au laboratoire Chrono-Environnement (plateforme PEA²T), les étapes de séparation et de mesures du strontium ont été réalisées à la plateforme analytique "High Resolution Analytical Platform" (PARI) de l'IPGP en collaboration avec Julien Bouchez, Jérôme Gaillardet, Laëticia Faure, Caroline Gorge, Pascale Louvat, Dimitri Rigoussen et Tu-Han Luu. Les analyses ont été réalisées dans le cadre d'un projet soutenu par l'OSU Theta (Evaluation isotopique de l'origine de la minéralisation des eaux de la tourbière de Frasne : ISOTOPEAT).

3.8.1 Principe et objectifs

Appartenant à la famille des alcalino-terreux, le strontium est un élément mineur présent sous la forme Sr^{2+} lorsqu'il est dissous dans une phase aqueuse. Quatre isotopes stables du strontium existent avec des abondances différentes sur terre : 0,56 % (^{84}Sr) ; 9,87 % (^{86}Sr) ; 7,04 % (^{87}Sr) ; 82,53 % (^{88}Sr) (Hajj et al., 2017). L'isotope 87 a la propriété d'être radiogénique, c'est-à-dire que la désintégration de son élément père, le rubidium 87 (^{87}Rb), produit du ^{87}Sr . Le temps de demi-vie du ^{87}Rb est de $4,9 \cdot 10^9$ ans. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (adimensionnel) est communément utilisé pour étudier le cycle du strontium et les transferts entre les

différents réservoirs terrestres (Aubert et al., 2002; Bertrand, 2009; Hajj et al., 2017; Probst et al., 2000; Santoni et al., 2016).

Sur Terre, il existe différents réservoirs de strontium contenant des proportions variables de ces différents isotopes (Figure 66). Le Sr est présent dans les roches. Le rayon atomique du Sr^{2+} est similaire à celui de Ca^{2+} et Mg^{2+} avec qui il se substitue dans le réseau cristallin de nombreux minéraux comme la calcite, la dolomite, ou les plagioclases (Andersson et al., 2014; Finch et Allison, 2007; Robinson, 1980). L'abondance de Rb (se substituant au K) dans les minéraux silicatés (phyllosilicates, feldspaths potassiques) et dans les évaporites est un paramètre contrôlant la quantité de ^{87}Sr radiogénique (qui augmente avec le temps) et donc le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ainsi, pour un âge similaire, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches cristallines est contrôlé par la composition minéralogique de la roche, qui est propre aux mécanismes de formation de la roche considérée. Ces roches se distinguent des roches sédimentaires authigènes (par exemple calcaires marins) pour lesquelles la composition isotopique du Sr est contrôlée par la signature de l'eau dans laquelle elles se sont formées, et qui varie seulement à l'échelle des temps géologique pour l'océan en fonction des apports de Sr depuis les croûtes océaniques et continentales (Burke et al., 1982; Hajj et al., 2017).

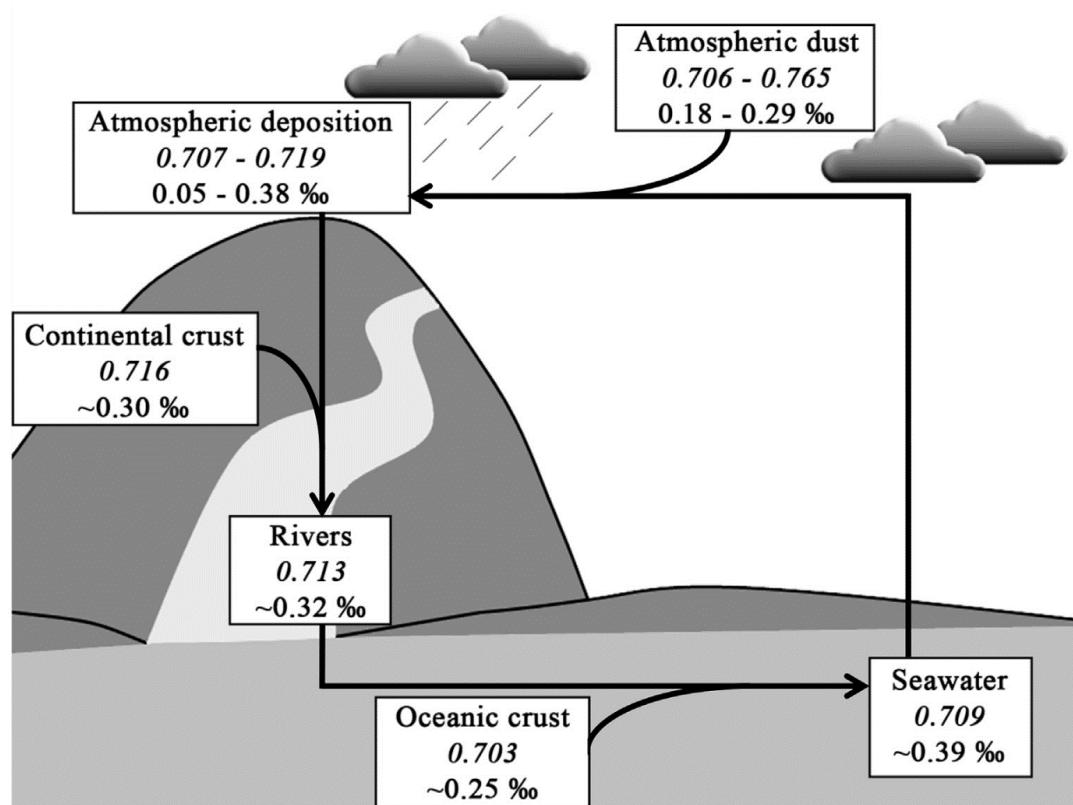


Figure 66 : Gamme de valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (italique) et du rapport $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (%) pour les différents réservoirs de Sr sur Terre (Hajj et al., 2017).

L'évaporation de l'eau au-dessus des océans participe à la majeure partie des précipitations qui possèdent donc un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similaire à celui de l'eau de mer ($\sim 0,709$). Cependant, les poussières atmosphériques, d'origines naturelles ou anthropiques, modifient le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des précipitations, de manière variable en différents endroits sur la planète (Figure 66; Hajj et al., 2017).

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dissous dans les eaux continentales est généralement utilisé pour déterminer l'origine du strontium (et par extension, d'autres solutés) dans l'eau et donc remonter aux interactions eaux-roches ou encore à la proportion de recharge par les précipitations (Hogan et al., 2000; Nevers et al., 2021). Au cours du temps et/ou en fonction de la position au sein d'un hydrosystème (amont/aval ou

surface/profond, par exemple), le rapport isotopique des sources de Sr dissous peut différer. D'une part lorsque les sources sont caractérisées par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suffisamment distincts pour être différenciées, et d'autre part lorsqu'il est possible de mesurer et/ou d'estimer le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sources de Sr (bibliographie, contexte hydrogéologique de la zone d'étude), il devient alors possible de calculer la contribution de chacune des sources à l'échantillon mesuré. Ce calcul repose sur un "modèle de mélange", où le mélange correspond à l'échantillon d'intérêt pour lequel on souhaite déterminer la proportion des sources y contribuant (Pétré et al., 2020). En fonction du nombre de sources contribuant au mélange mesuré, d'autres traceurs géochimiques tels que certains rapports élémentaires sont nécessaires pour résoudre le modèle de mélange (Négrel et al., 1997; Nevers et al., 2021; Nuruzzama et al., 2020).

Les possibles fractionnements du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dû à des processus biogéochimiques ne sont pas détectables, car occultés par la correction du fractionnement de masse instrumental du spectromètre (Hajj et al., 2017). Les fractionnements isotopiques du Sr sont en effet mesurables uniquement sur le rapport $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Bouchez et von Blanckenburg, 2021).

Dans le cadre de ce travail de thèse, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est utilisé pour quantifier les contributions de plusieurs sources de Sr. D'une part, la comparaison entre la contribution en Sr d'origine atmosphérique et celle issue de l'altération de roche vise (1) à estimer la dynamique de mélange des eaux à différents endroits dans la tourbière et (2) à étudier l'impact saisonnier sur ces deux contributions. D'autre part, un des objectifs de la thèse est d'explorer une des interfaces de la Zone Critique, l'interface atmosphère-tourbe-moraine-karst, notamment du point de vue des flux d'eau. Or, la présence de roches alpines (gneiss, granite) est attestée dans certains dépôts morainiques du massif jurassien dont la limite d'extension est localisée à quelques kilomètres de Frasne (Buoncristiani et Campy, 2011). La présence de ces roches sous la tourbière permettrait de discriminer les eaux ayant transité dans les moraines de celles circulant dans le karst par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contrastés.

3.8.2 Démarche

Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été mesuré sur 53 échantillons d'eau répartis sur deux campagnes spatiales, la première en basses eaux (21/07/2020) et la seconde en période de hautes eaux (24/02/2021). Un échantillon de calcaire bioclastique provenant du Creux au Lard (Crétacé Inférieur, Hauterivien) ainsi que deux échantillons de marnes sous le corps tourbeux ont été prélevés. Les échantillons de marnes ont été échantillonnés dans la carotte prélevée en Juin 2020 au niveau de la plateforme scientifique. Les éléments majeurs ainsi que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur différentes phases extraites des poudres ont été mesurés.

3.8.3 Laboratoire

3.8.3.1 Préparation des échantillons solides

La première partie du travail, réalisée au laboratoire Chrono-Environnement, consiste à broyer les roches pour obtenir une poudre très fine favorisant ensuite sa mise en solution :

- ➔ le calcaire est scié en cubes de quelques centimètres cubes afin de retirer la partie superficielle altérée et de conserver uniquement la partie saine de la roche. Les cubes de calcaires sont ensuite passés à l'étuve (50°C) afin de retirer l'humidité résiduelle. Ces cubes sont ensuite concassés pour obtenir des grains millimétriques. Puis, ces grains sont broyés à l'aide d'un broyeur à billes en Agathe (5 minutes à 600 tours par minute) pour obtenir une poudre très fine (~100 µm). Le matériel a été soigneusement nettoyé (souffleuse pour retirer les poussières et éthanol) pour éviter toute contamination.

- ➔ les marnes sont mises à l'étuve (40°C) jusqu'à ce que l'humidité soit retirée (environ 2 jours) puis broyées à la main à l'aide d'un mortier en Agathe.

La suite de la préparation des échantillons ainsi que la mesure du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est effectuée à la plateforme analytique PARI de l'IPGP. Les poudres des roches sont mises en solution successivement avec des solutions d'acidités croissantes afin d'extraire au mieux une phase minérale spécifique lors de chacune de ces attaques. Après chaque attaque, la solution surnageante est récupérée et analysée tandis que le résidu est utilisé pour l'attaque suivante. Une extraction séquentielle a été utilisée avec des mises en solutions successives avec (1) de l'eau distillée, (2) de l'acide acétique, (3) de l'acide chlorhydrique, et enfin (4) un mélange d'acide fluoridrique et nitrique. Les étapes de chacune de ces attaques sont détaillées ci-dessous (Bickle et al., 2015) :

- **Eau distillée : extraction des solutés faiblement adsorbés.** La poudre est mise en suspension dans de l'eau distillée Milli-Q puis agitation et passage aux ultrasons. Cette phase permet de maintenir les particules en suspension pour éviter les agglomérations et ainsi optimiser la surface d'échange entre les particules de roche et la phase aqueuse. Les tubes sont ensuite passés à la centrifugeuse (2 passages de 5 minutes à 4400 tours par minutes) afin de mobiliser la matière adsorbée aux grains. Le surnageant est ensuite séparé de la phase solide déposée au fond du tube.
- **Acide acétique (Ac. Ac., 1,6 N) : extraction des carbonates "labiles" (calcite).** La phase solide du précédent lessivage à l'eau est mise en suspension dans 5 ml d'acide acétique pendant 1 heure puis 5 ml d'acide sont de nouveau ajoutés pour une durée supplémentaire de 45 minutes. L'ajout en deux fois de l'acide est choisi pour éviter un débordement du tube dû à l'effervescence due à la réaction entre l'acide et la phase minérale. A la fin de chaque réaction, les tubes sont centrifugés 10 minutes à 4400 tours par minutes.
- **Acide Chlorhydrique (HCl, 0,5 M) : extraction des carbonates plus résistants (dolomite).** Les résidus solides de la précédente phase sont mis en suspension dans de l'acide chlorhydrique durant toute une nuit. Les tubes sont placés au bain marie sur une plaque chauffante à 80°C pour accélérer la cinétique de la réaction.
- **Acide Fluoridrique et acide nitrique ultra pure (HNO₃) : dissolution des résidus silicatés.** Les résidus solides de la dernière attaque (HCl) sont mélangés à un peu d'eau pour les transférer des tubes plastiques vers les béchers en téflon. Puis, les échantillons sont évaporés pour récupérer la partie solide. Aux résidus sont ensuite ajoutés 0,6 ml d'acide nitrique et 1 ml d'acide fluoridrique (24h sous pression sur plaque chauffant à 120°C pour activer la réaction). Ensuite, les échantillons sont évaporés. Pour cette attaque, un standard est également utilisé (SRM2709a). Des reprises successives en eau régale (HCl + HNO₃) ou en HCl 6M sont effectuées jusqu'à avoir entièrement dissous le résidu solide, qui est finalement repris dans environ 10 mL de HNO₃ ~4M pour stockage "long terme". Tous les tubes falcon contenant les attaques sont centrifugés pendant 60 minutes à 4400 tours par minutes afin de décanter les éventuels résidus réfractaires.

3.8.3.2 Préparation des échantillons d'eau

Les flacons sont préalablement rincés 2 fois avec de l'HNO₃ ultra pure bidistillé 1M. Sur le terrain, les flacons sont rincés 3 fois avec de l'eau de l'échantillon. Les échantillons sont conservés dans une glacière jusqu'à la filtration au laboratoire à 0,45 µm. Cette première phase de préparation des échantillons est réalisée au laboratoire Chrono-Environnement. Une fois les échantillons conditionnés, la suite de la préparation des échantillons est effectuée à l'IPGP et consiste à extraire le strontium dissous contenu dans les échantillons.

3.8.3.3 Séparation du strontium commune aux deux types d'échantillons

La séparation du strontium consiste à extraire le strontium des échantillons tout en retirant tous les autres éléments de la matrice. Deux méthodes ont été utilisées pour les séparations du strontium, (1) la chromatographie ionique "automatisée" (Meynadier et al., 2006) et (2) la chromatographie ionique manuelle (e.g. Pin et Bassin, 1992). La seconde méthode est la plus longue mais permet d'extraire le strontium même pour les échantillons faiblement concentrés en strontium (certains échantillons d'eau de tourbière faiblement minéralisés), et/ou contenant une matrice "chargée" (extractions séquentielles et résidus des roches). La séparation manuelle a donc été effectuée pour la majorité des échantillons. La chromatographie ionique est venue en complément pour les échantillons d'eaux les plus minéralisés où il était possible d'utiliser cette méthode.

La séparation par chromatographie d'extraction est basée sur l'utilisation de la résine Sr-SPEC (Eichrom) qui a la capacité de fixer très spécifiquement le strontium. 0,2 ml de résine sont placés dans une colonne au sommet de laquelle l'échantillon (en milieu HNO_3 3M) va être introduit. La solution s'écoule ensuite à travers les pores de la résine par gravité. Dans ces conditions, la résine retient le Sr, mais pas les autres éléments qui sont simplement évacués en bas de colonne. Une fois le Sr fixé sur la résine, un éluant, correspondant à un milieu dans lequel le Sr n'est pas retenu par la résine, (ici H_2O) est introduit en sommet de colonne pour récupérer le Sr en bas de la colonne. Le volume d'échantillon à introduire est calculé par rapport à la concentration de Sr dans l'échantillon de départ, qui est connue, et à la quantité de Sr nécessaire pour une analyse isotopique, c'est-à-dire 50 et 200 ng (Hajj et al., 2017). Après évaporation des éluats, les résidus solides sont repris dans 500 μL de HNO_3 16N et 200 μL de H_2O_2 30 % (eau oxygénée) afin d'oxyder la matière organique provenant de la résine ou de l'échantillon de départ. Une nouvelle évaporation est effectuée avant de reprendre le résidu dans 2 ml de 0,5 M HNO_3 suivi de 10 minutes aux ultrasons. L'échantillon est placé dans un tube adapté pour l'utilisation du spectromètre de masse.

Un protocole précis de pré-lavage des colonnes est effectué (Hajj et al., 2017). 12 colonnes (10 échantillons, 1 blanc et 1 matériau de référence) sont utilisées en parallèle. Les matériaux de référence sont le SLRS-6 (eau du fleuve Saint-Laurent produite par le National Research Council, Canada; Yeghicheyan et al., 2019) et le SRM279a pour les solides (sol du bassin de la rivière San Joaquin en Californie, produit par le National Institute for Standard and Technology, USA). Ces matériaux de référence ont des rapports isotopiques en Sr connus car mesurés par plusieurs laboratoires au cours des années, ce qui permet d'évaluer la justesse des mesures isotopiques.

3.8.3.4 Mesures du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: ICP-MS Neptune Thermo Fisher Scientific

L'ensemble des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est mesuré avec un spectromètre de masse multi-collecteur à source ICP (MC-ICP-MS - Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer; Thermo Scientific Neptune ; Hajj et al., 2017; Liu et al., 2016) réglé à basse ou moyenne fréquence.

L'échantillon, conditionné dans une solution d' HNO_3 0,5M dont la concentration en Sr est comprise entre 50 et 200 pb, est introduit avec une unité de désolvation APEX couplée à un nébuliseur PFA (vitesse de 50 à 150 $\mu\text{L min}^{-1}$). Chaque fois qu'un échantillon est mesuré 50 cycles de 4 secondes d'acquisition sont réalisés. Chaque échantillon est mesuré 2 à 3 fois. Les signaux sont mesurés sur des cages de Faraday avec la masse 86 dans la cage centrale. Le centrage du pic sur la cage centrale est régulièrement ajusté au cours d'une session de mesure. Le voltage du signal de la masse 86 est compris entre 4,5 et 6 V pour le standard SRM987. Pour la plupart des échantillons, le signal varie entre 2 et 5,5 V et descend parfois en dessous de 1 V pour les échantillons les moins concentrés.

D'autres éléments chimiques possèdent des isotopes avec des masses identiques à ceux mesurés pour le strontium. Leur présence peut donc causer des interférences de masse au niveau de la mesure. Pour le Rb, les interférences sur la masse 87 sont corrigées en mesurant au début de chaque session une solution de Rb. Le Krypton (Kr) présent dans le gaz d'argon utilisé dans le plasma peut causer des interférences pour les masses 84 et 86. La mesure du blanc (solution de HNO₃ à 0,5M) est utilisée pour corriger le fractionnement dû à la contribution du Kr 84 et 86 par la méthode des « on-peak-zeroes ». Le fractionnement de masse instrumental est corrigé en utilisant le rapport ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr de 0,1194 (abondance naturelle) et l'équation de Russel (Russell et Papanastassiou, 1978).

Au cours des sessions, la solution de standard pure de Sr SRM987 (produit par le NIST, et de composition isotopique en Sr extrêmement bien connue) est régulièrement mesurée pour contrôler la qualité de la mesure. Le ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr est ainsi renormalisé à partir de la différence entre la valeur mesurée du SRM987 et la valeur théorique (0,710290). La valeur du SRM987 mesurée est de 0,710316 ± 0,00005 (95 % CI, n = 88). Pour l'ensemble des échantillons l'intervalle de confiance à 95 % moyen calculé sur les 2 à 3 réplicats de chaque échantillon est de ± 0,000077 et n'excède pas 0,00038. Le SRM987 est également mesuré par bloc de 6 mesures successives pour évaluer la reproductibilité de la mesure. Un écart de 0,15 ‰ pour le ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr de deux mesures successives du SRM987 est utilisé comme valeur seuil. Si cet écart est supérieur à 0,15 ‰, les échantillons suivants ne sont pas conservés.

Les deux matériaux de références qui ont subi le même processus d'extraction du strontium que les échantillons (SLRS-6, eau de rivière ; et SRM2709a, échantillon de sol) permettent de contrôler la justesse des mesures et d'en évaluer l'incertitude :

- Pour le standard SLRS6 nous avons mesuré en moyenne ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,712147 ± 0,000047 (2σ, n = 11). Cette valeur est proche du résultat obtenu par Yeghicheyan et al. (2019) : 0,71205 ± 0,00002 (2σ) et par Yeghicheyan et al. (2021) : 0,712089 ± 0,000010 (2σ).
- Pour le SRM2709a, nous avons mesuré en moyenne ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,708195 ± 0,0000014 (2σ, n=2), en accord avec les résultats obtenus pour le même standard ces dernières années à l'IPGP (0,708202 ± 0,000039) comme par exemple dans l'étude de Rapuc et al. (2021) avec 0,70823 ± 0,000049 (2σ) ou de Bouchez et von Blanckenburg (2021) avec 0,708133 ± 0,00007 (2σ).

Certains de nos échantillons sont caractérisés par des concentrations en Sr assez basses, ce qui résulte en des intensités de signal faibles au spectromètre de masse (< 1 V), qui affecte la justesse et la précision des mesures. Afin de quantifier ces effets, des tests de dilution du SRM987 ont été effectués (Figure 67). Lorsque le signal (nombre de volts mesurés sur la masse ⁸⁸Sr, l'isotope majoritaire du Sr) diminue, l'écart-type sur les réplicas augmente (et passe de quelques 10⁻⁶ à quelques 10⁻⁵), signifiant que la reproductibilité diminue. Cependant, l'écart-type demeure dans une gamme acceptable au regard des variations observées entre nos échantillons. L'écart de valeur entre le ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr du standard SRM987 du NIST non dilué et dilué augmente mais ne dépasse pas 0,000043. Par conséquent, la justesse demeure conservée, même pour les échantillons peu riches en Sr.

3.8.3.5 Analyse élémentaire des résidus solides

Pour chaque extraction ou attaque de résidu solide, une solution de 4 à 5 ml HNO₃ 0,5M est préparée par dilution pour l'analyse des éléments chimiques (majeurs et traces) par une ICP-MS traditionnelle à quadrupole (ICP-QMS ; Agilent 7900) avec une précision meilleure que 5 %. La qualité des mesures est contrôlée grâce au matériau de référence SRM 2709a.

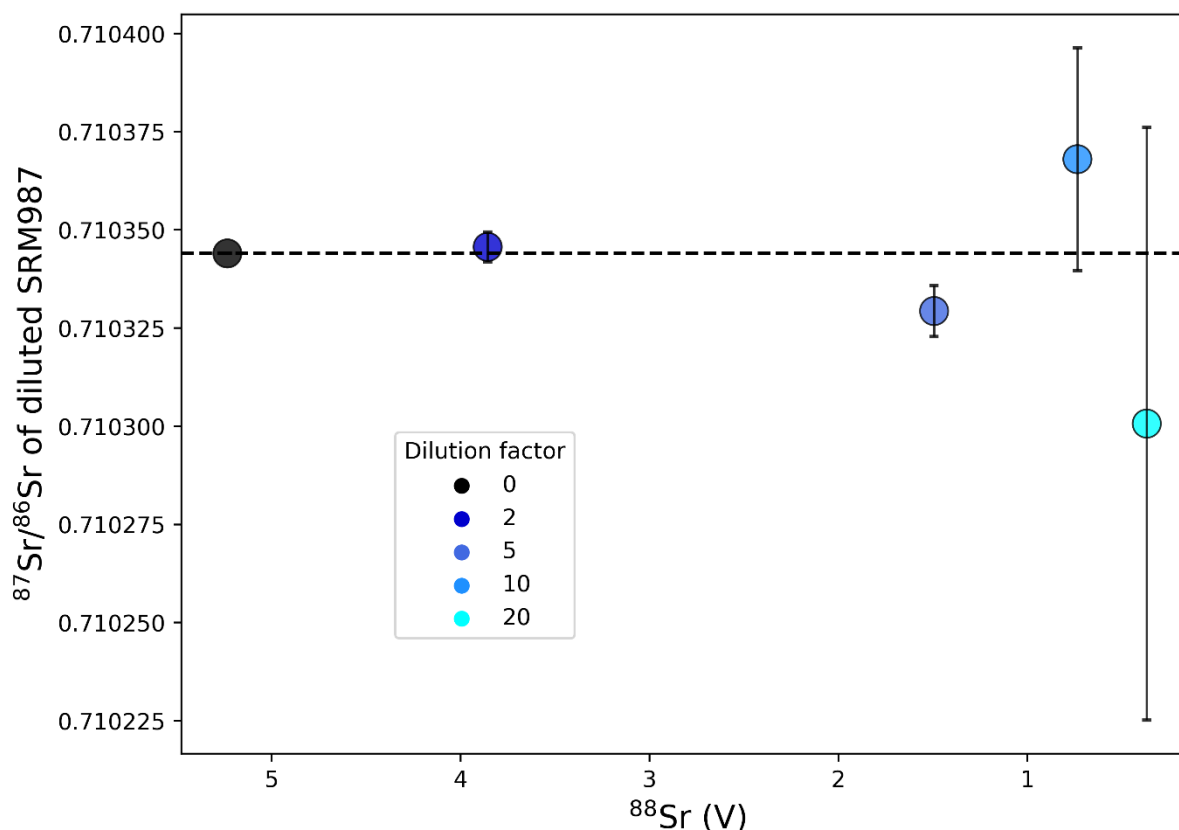


Figure 67 : Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du standard SRM987 du NIST avec différents facteurs de dilutions en fonction de l'intensité du signal de la mesure (^{88}Sr en V). La barre d'incertitude verticale représente l'écart type entre les différents réplicas de chaque dilution. La ligne horizontale en pointillés correspond à la valeur du standard non dilué, également matérialisé par le point de couleur noir.

4 Mesures de flux verticaux de GES

Les tourbières échangent du carbone avec l'environnement, d'une part avec l'atmosphère à travers des flux verticaux et d'autre part avec l'hydrosphère à travers des flux fluviaux. En plus des GES carbonés, les tourbières émettent du protoxyde d'azote (N_2O). Dans le cadre de cette thèse, uniquement les flux verticaux de GES carbonés (CH_4 et CO_2) sont étudiés. Les flux verticaux peuvent être mesurés avec différentes techniques qui chacune ont leurs avantages et inconvénients. Les deux principales méthodes utilisées sont la méthode avec chambre d'accumulation et « la méthode des flux turbulents » (eddy-covariance en anglais) où les instruments de mesure sont placés sur un mat. De par leurs avantages et inconvénients respectifs, ces deux méthodes ne sont pas remplaçables mais plutôt complémentaires (Eugster et Merbold, 2015). Au-delà du fait que chacune vise à répondre à des questions spécifiques, la différence d'échelle spatiale entre les deux méthodes sera également abordée dans ce travail.

4.1 Principes, avantages et inconvénients des techniques de mesures de GES

4.1.1 Mesures par chambre d'accumulation

Cette technique est basée sur la mesure de l'évolution de la concentration en GES dans la chambre, qui correspond à une cloche cylindrique en PVC transparent qui est posée temporairement directement sur le sol. La pente de cette courbe ($\Delta_{\text{Concentration}}/\Delta_{\text{Temps}}$) est utilisée pour calculer un flux de GES entre le sol et l'atmosphère. Il s'agit donc d'une mesure indirecte du flux de GES. Cette méthode de mesure est la plus simple, la plus répandue, et la moins onéreuse (Davidson et al., 2002; Eugster et Merbold, 2015). Le poids de l'appareil et l'accessibilité du terrain peuvent limiter la méthode de mesure avec chambre. Ainsi, contrairement aux

mesures par eddy-covariance, l'acquisition des données ne se fait pas de manière continue dans le temps. Par exemple, dans le cadre de cette thèse, les mesures avec chambre ont été conduites à un pas de temps mensuel afin d'évaluer la dynamique saisonnière. Cependant, avec les progrès scientifiques rapides, des appareils plus légers et plus sophistiqués existent. De même, des systèmes de chambre automatique permettent d'effectuer des mesures à un pas de temps plus faible (horaire, journalier), restant malgré tout à une moins bonne résolution que l'eddy-covariance. Néanmoins, les mesures par chambres permettent de caractériser la variabilité spatiale des flux de GES en effectuant des mesures sur des petites surfaces ($< 1 \text{ m}^2$). Cette méthode permet donc de tester la sensibilité des flux de GES à différents paramètres (végétation, hydrologie, type de sol ; Rey-Sanchez et al., 2019; Swenson et al., 2019). Cependant, les mesures par chambre perturbent le système par la pose de la chambre elle-même mais aussi par la variation des paramètres physiques (T, P, H) induits par la chambre. Deux principaux biais causés par la pose de la chambre elle-même peuvent perturber la mesure, (1) la diminution du gradient de concentration entre l'atmosphère et la tourbière et (2) la différence de pression entre la chambre et l'air ambiant autour de la chambre (Davidson et al., 2002).

4.1.2 Mesures par eddy-covariance

4.1.2.1 La turbulence dans la couche limite de l'atmosphère

La turbulence est principalement rencontrée dans la couche limite atmosphérique (« surface boundary layer ») qui correspond à la couche atmosphérique de surface (plus basse couche de la troposphère) directement affectée par les frictions de l'air avec la surface terrestre (Figure 68 ; Burba, 2013; Stull, 1988). Ainsi, la turbulence est le principal mécanisme de transport de l'air dans cette couche (Aubinet et al., 2012; Stull, 1988). Les tourbillons d'air transportent les gaz à effet de serre. Mesurer à la fois la vitesse, la direction et la concentration de GES des tourbillons ascendants et descendants permet de quantifier le flux vertical de GES.



Figure 68 : Illustration du flux d'air dans la couche limite de l'atmosphère : le flux d'air peut être synthétisé comme un flux d'air horizontal (le vent) incluant de nombreux tourbillons dans les 3 dimensions de l'espace (Burba, 2013).

4.1.2.2 Principe de la mesure de la turbulence

La mesure par eddy-covariance est une technique basée sur la micro-météorologie utilisée pour quantifier des flux surfaciques de GES entre le sol et l'atmosphère. Cette méthode s'est développée au milieu des années 1990 (Aubinet et al., 2012). Les flux verticaux de GES sont mesurés sur le principe de la covariance de turbulence, c'est-à-dire la covariance entre la vitesse verticale du vent et le taux de mélange du gaz d'intérêt (Figure 69). Il s'agit d'une mesure directe qui a l'avantage de ne pas perturber l'écosystème.

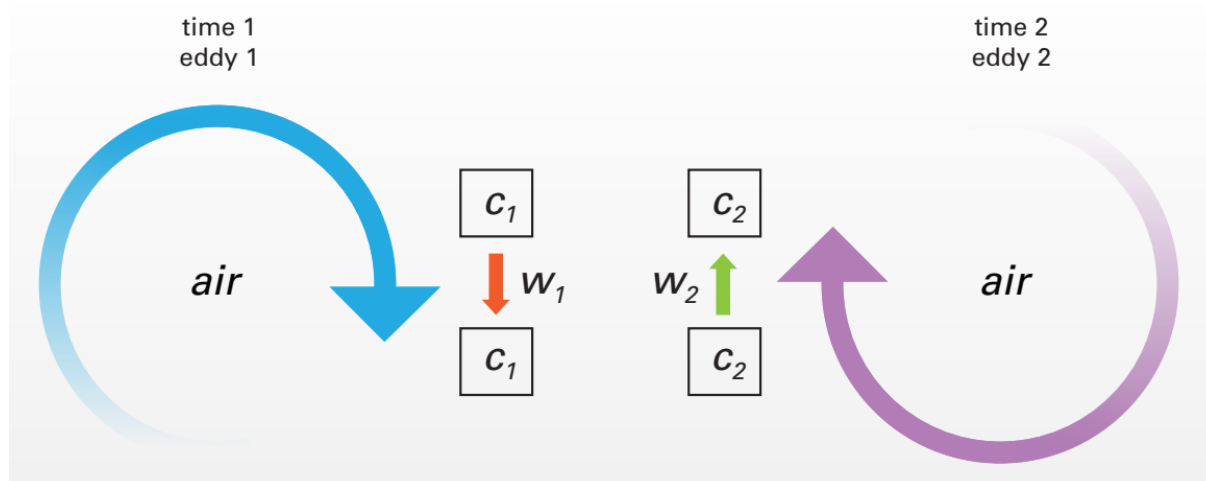


Figure 69 : Principe de la mesure de la covariance entre deux tourbillons d'air, un ascendant et un descendant, permettant d'obtenir le flux des gaz d'intérêt. « Eddy 1 » représente le tourbillon descendant à la vitesse W_1 avec les paramètres (Concentration (C), température (T), humidité) propre à la parcelle d'air C_1 . Inversement, « eddy 2 » représente le tourbillon ascendant (parcelle d'air C_2) à la vitesse W_2 . La mesure des paramètres (C, T, humidité, W) de chaque parcelle d'air permet ensuite de calculer le flux des gaz dont la concentration est mesurée (Burba, 2013).

Cette méthode a l'avantage de mesurer les flux de GES en continu dans le temps et permet ainsi de caractériser des processus saisonniers, journaliers, et même intra-journaliers. Les mesures sont réalisées à très haute fréquence (20 Hz) afin de mesurer les phénomènes de turbulence dans l'air qui sont très rapides. L'emprise de la mesure dépend du terrain d'étude (topographie, hauteur de végétation), de la position de la tour, et de la zone à caractériser. Cela peut aller de quelques dizaines de mètres à plusieurs dizaines d'hectares. Cette intégration de la surface permet ainsi de moyenniser les hétérogénéités spatiales à l'échelle de l'écosystème (Eugster et Merbold, 2015).

Ce dispositif est coûteux et nécessite un travail de traitement des données important. Comme la turbulence dans l'air dépend de nombreux processus (vitesse du vent, précipitations, température, etc), les données ne remplissant pas les critères de qualité pour être fiables sont supprimées. Des tests statistiques appliqués aux données sont nécessaires afin de conserver les données de bonne qualité. En effet, il existe de nombreux biais pouvant affecter la qualité des données comme les erreurs de mesure de l'instrument, ou encore les précipitations (Burba, 2013). De plus, la direction du vent influence la zone de provenance des flux de GES. Ainsi, afin de caractériser une empreinte définie, toutes les données acquises avec des directions de vent ne correspondant pas avec la zone d'intérêt sont supprimées. Après tous les traitements de qualité appliqués sur les données brutes, il ne reste environ qu'une vingtaine de pourcent des données au Forbonnet. Par exemple, pour les trois tours à flux du SNO Tourbières (Forbonnet, La Guette, et Landemarais), sur l'année 2019, le pourcentage de flux utilisables après contrôle qualité, et filtrage de direction du vent varie entre 20 et 67 % (Jacotot et al., 2022). Néanmoins, lorsque les contraintes d'empreinte sont moins importantes, c'est-à-dire que pour l'ensemble des directions de vent la zone caractérisée correspond à la zone d'intérêt, le pourcentage de données utilisables peut augmenter.

4.2 Mesure de flux de GES sur la tourbière du Forbonnet

4.2.1 Méthode de chambre d'accumulation : mise en place et traitement des données

4.2.1.1 Mesure de la concentration en GES

L'appareil utilisé pour réaliser les acquisitions est un Los Gatos Ultra-Portable ("Los Gatos Research - Greenhouse Gas Analyzer (CH₄, CO₂, H₂O) - Ultraportable," 2019) mesurant la concentration de GES (CH₄, CO₂ et H₂O) par la méthode de spectrométrie d'absorption laser infrarouge (Figure 70). Le système est un circuit

fermé reliant l'analyseur avec des tuyaux à une chambre en plexiglas installée sur la surface de la tourbière. L'augmentation de la concentration d'un gaz dans la chambre représente un flux sortant de la tourbière vers l'atmosphère (flux positif) et réciproquement, une baisse de la concentration implique un flux de l'atmosphère vers la tourbière (flux négatif). L'interface avec l'appareil se fait avec une tablette permettant de visualiser en temps réel l'évolution de la concentration en GES mesurée par l'appareil (logiciel VNP viewer). L'appareil est alimenté par une batterie de voiture (autonomie d'environ 2 heures, Figure 70). La chambre dans laquelle la concentration en GES est mesurée est reliée au spectromètre par des tuyaux dans lesquels l'air circule. La pompe du Los Gatos (1 L min^{-1}) permet de faire circuler l'air entre la chambre et le spectromètre. A cause de la taille de la chambre, un système de pompe externe (pompe supplémentaire) raccordé en dérivation sur le système initial permet de faire circuler l'air entre la chambre et les tuyaux à un flux de 3 L min^{-1} et ainsi accélère l'homogénéisation de la concentration en GES dans la chambre (Figure 71).

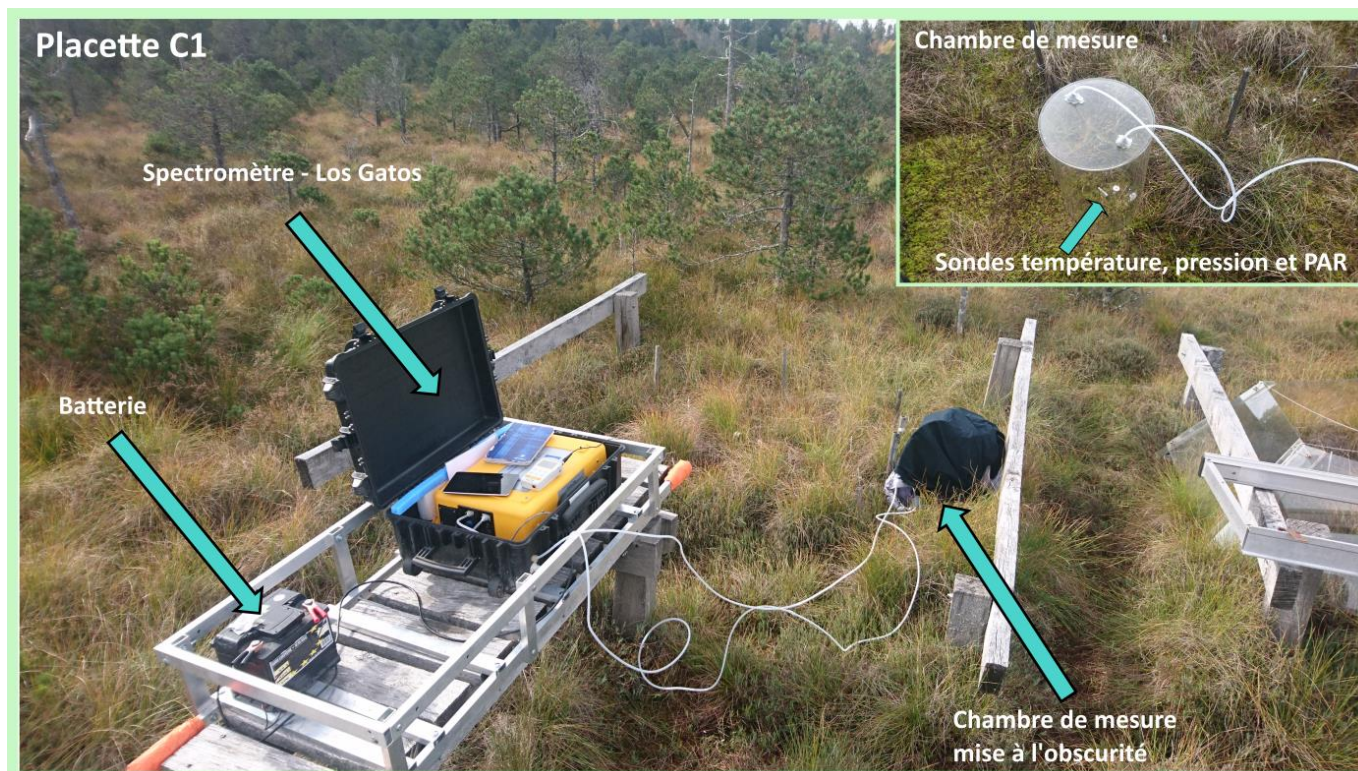


Figure 70 : Mesure de flux de GES sur la tourbière du Forbonnet par la technique de chambre d'accumulation.

Comme la chambre en plexiglas est transparente, la mesure de la concentration en GES intègre les processus de photosynthèse. Pour le CO_2 la mesure à la lumière correspond à l'échange net de CO_2 entre l'écosystème et l'atmosphère (Net Ecosystem Exchange - NEE). Ainsi, pour chaque mesure, nous avons effectué une mesure NEE avec la chambre transparente, suivie d'une mesure à l'obscurité pour couper l'activité photosynthétique (Figure 70). La seconde mesure permet d'isoler le flux de CO_2 de la tourbière vers l'atmosphère (respiration de l'écosystème et dégazage de CO_2 par gradient de concentration) et sera noté Reco (Respiration de l'écosystème). Mesurant la NEE et la Reco, il est ensuite possible de calculer la production primaire brute (Gross Primary Production (GPP) = Reco - NEE) et donc d'évaluer le rôle de la photosynthèse. Pour le CH_4 , aucune différence dans la pente de l'évolution de la concentration au cours du temps n'a été observée lors du passage « lumière » - « obscurité ».

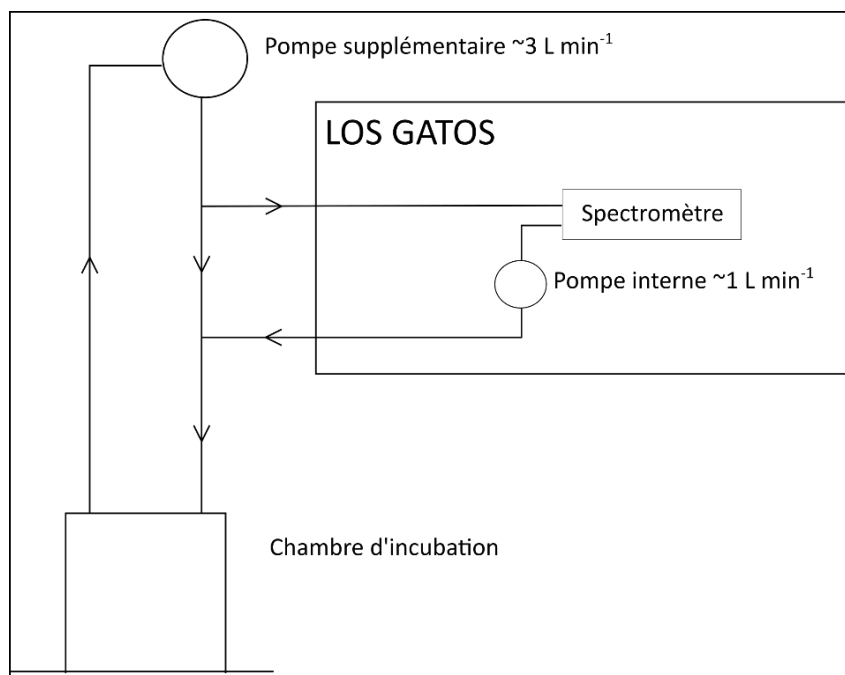


Figure 71 : Schéma du dispositif de pompes faisant circuler l'air dans la chambre (pompe supplémentaire/externe) et amenant l'air au spectromètre (pompe interne).

4.2.1.2 Qualité de la mesure et variables nécessaires au calcul du flux de GES

Des précautions ont été prises pour assurer l'étanchéité du système :

- Nous nous sommes assuré que la chambre soit bien scellée au sol.
- L'observation d'une pente stable au cours du temps de l'évolution de la concentration en GES indique que la mesure est réalisée dans de bonnes conditions (Davidson et al., 2002). Ainsi, la qualité de la mesure peut être attestée avec la tablette qui permet de visualiser en direct l'évolution des concentrations en GES dans la chambre.
- Au préalable de chaque journée de terrain et plusieurs fois au cours de la journée, des tests ont été réalisés en soufflant à différents endroits pour vérifier l'étanchéité du système.

La mesure de concentration en GES dans la chambre est complétée par la mesure de paramètres physiques qui permettent ensuite de calculer le flux de GES entre la tourbière et l'atmosphère :

- Une sonde Hobo Tidbit V2 ($\pm 0,21$ °C) mesure la température dans la chambre.
- Une sonde Baro Diver (Van Essen instruments) mesure la pression et la température ($\pm 0,2$ °C) dans la chambre. La pression mesurée en pression d'eau (cm d'eau) est convertie en Pascal (multipliée par 98,0665).
- Un PARmètre (ULM-500, WALZ) mesure la densité de flux de photons photo-synthétiquement actifs (mesure toutes les minute ; $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

4.2.1.3 Sites de mesure

Compte tenu des contraintes matérielles (poids), de l'accessibilité sur la tourbière, et du risque de dégradation du site, nous avons fait le choix de concentrer les mesures de flux de GES avec chambre sur la plateforme scientifique et non selon un gradient amont-aval à l'échelle de la tourbière active comme cela était envisagé au début du projet. Néanmoins, la plateforme scientifique permet d'aborder des questions scientifiques intéressantes.

D'une part, la plateforme abrite un gradient d'humidité entre la partie « WET » et la partie « DRY » de la plateforme se traduisant par un gradient de végétation et de microtopographie, et d'autre part l'effet OTC-Control correspondant aux placettes avec OTC et aux placettes sans OTC (= Control ; Figure 72). Six placettes, trois « Control » (C1, C7, C11) et trois OTC (H2, H8, H12) ont fait l'objet d'un suivi mensuel de Février 2020 à Septembre 2021. Les mesures n'ont pas pu être réalisées en Mars 2020 à cause du confinement ni en janvier 2021 à cause de l'enneigement. Afin de mieux contraindre la variabilité temporelle des flux, une campagne intensive (semaine du 25 au 28 Mai 2021) a permis de mesurer les flux de GES sur ces six placettes deux à trois fois dans la journée. La couverture de végétation a été estimée qualitativement pour chacune des 6 surfaces de mesure (Figure 72). La proportion de sphaignes augmente de la partie DRY à la partie WET et est également plus importante dans les placettes Control.

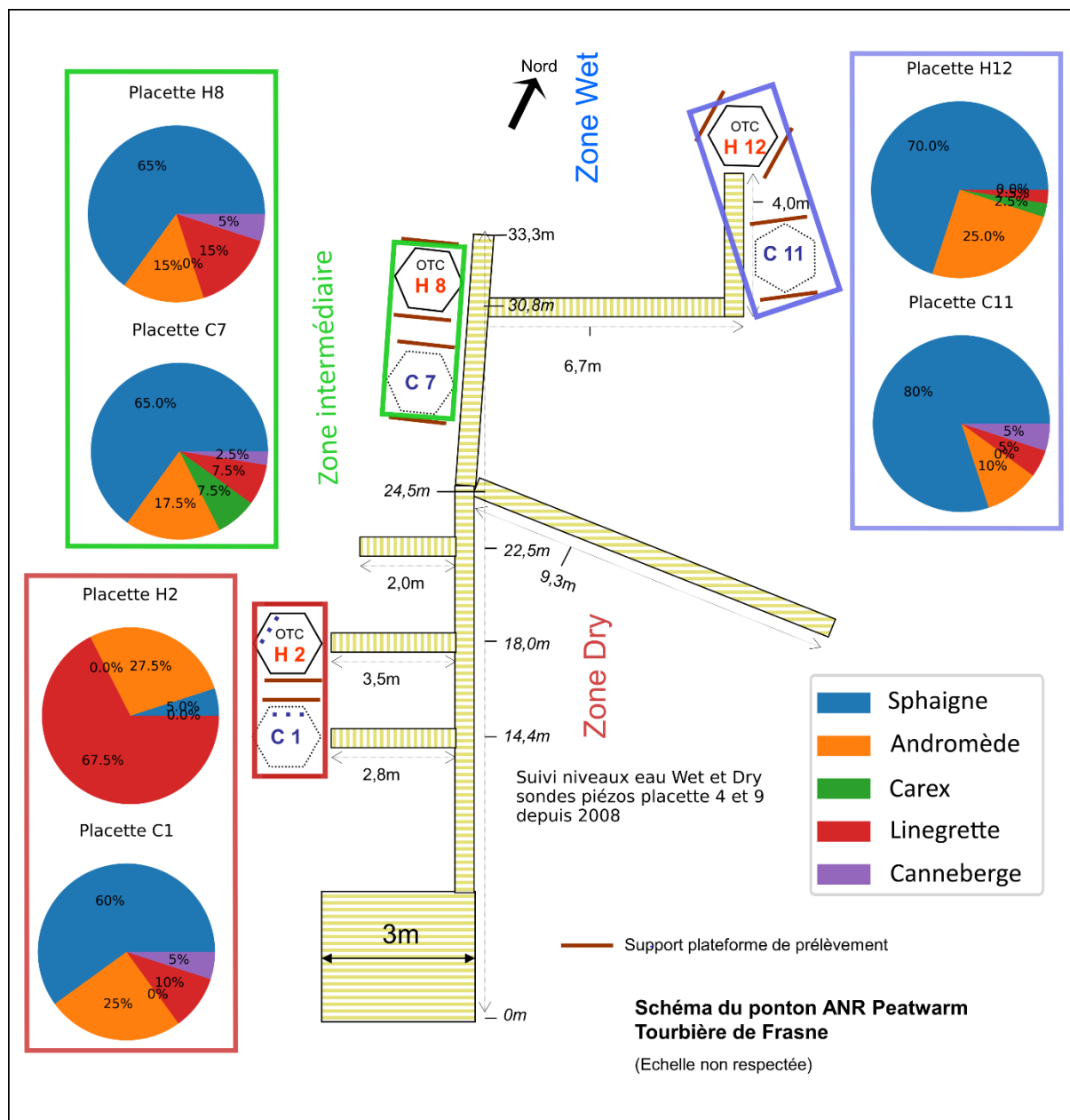


Figure 72 : Estimation ponctuelle du pourcentage de couverture de végétation au niveau des sites de mesures (surface où la chambre est posée) réalisée le 26 Mai 2020. Il est à noter que dans la partie WET et Intermédiaire les sphaignes sont uniquement du type fallax (*Sphagnum capitulum* et les *magellanicum* n'étant présentes que dans la zone DRY).

4.2.1.4 Traitement des données

Les données brutes issues de l'appareil sont au format « .txt ». La concentration en gaz est exprimée en partie par million (ppm). La pente est calculée avec la fonction *Lineregress* de la librairie *Scypi* (Python). La différence de concentration de gaz sur une période donnée (la pente) permet ensuite de calculer un flux surfacique ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en appliquant l'équation suivante (Huth et al., 2018; Jacotot et al., 2019; Korkiakoski et al., 2019; Eq. 15) :

$$F = \frac{V}{S} * \frac{\Delta(\text{concentration})}{\Delta(t)} * \frac{Pa}{R*T} \text{ (Eq. 15)}$$

$$= \frac{\text{m}^3}{\text{m}^2} * \frac{\text{ppm}}{\text{s}} * \frac{\frac{\text{J}}{\text{m}^3}}{\frac{\text{J}}{\text{mol} * \text{K}} * \text{K}} = \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$$

F est le flux en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; $\Delta_{\text{concentration}}$ est la différence de concentration du gaz en ppm ; Δt est le temps écoulé sur lequel est mesuré le $\Delta_{\text{concentration}}$; V et S sont le volume et la surface au sol de la chambre en m^3 et m^2 , respectivement; Pa est la pression atmosphérique en Pascal ; R est la constante des gaz parfaits ($8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) ; T est la température dans la chambre en °K.

Pour la pression et la température, la moyenne sur la période de mesure de la pente est utilisée pour le calcul du flux (Eq. 15). La moyenne des deux sondes de température est effectuée afin de lisser les éventuels biais de réactivité des sondes aux changements de température.

4.2.1.5 Présentation de l'évolution en GES dans la chambre pour une mesure type

La Figure 73 illustre l'évolution de la concentration en CO_2 et en CH_4 dans la chambre. Les courbes bleues représentent la concentration en GES tandis que les droites rouges correspondent à la régression linéaire de la courbe d'évolution de la concentration en GES. C'est ensuite à partir du paramètre « a » de la régression linéaire ($y = ax + b$) que le flux surfacique de GES est calculé (Eq. 15). Il est intéressant de noter que (1) l'évolution de la concentration en CH_4 n'est pas affectée par la mise à l'obscurité de la chambre tandis que (2) l'évolution de la concentration en CO_2 dans la chambre est fortement et rapidement sensible à la mise à l'obscurité de la chambre car la photosynthèse est arrêtée.

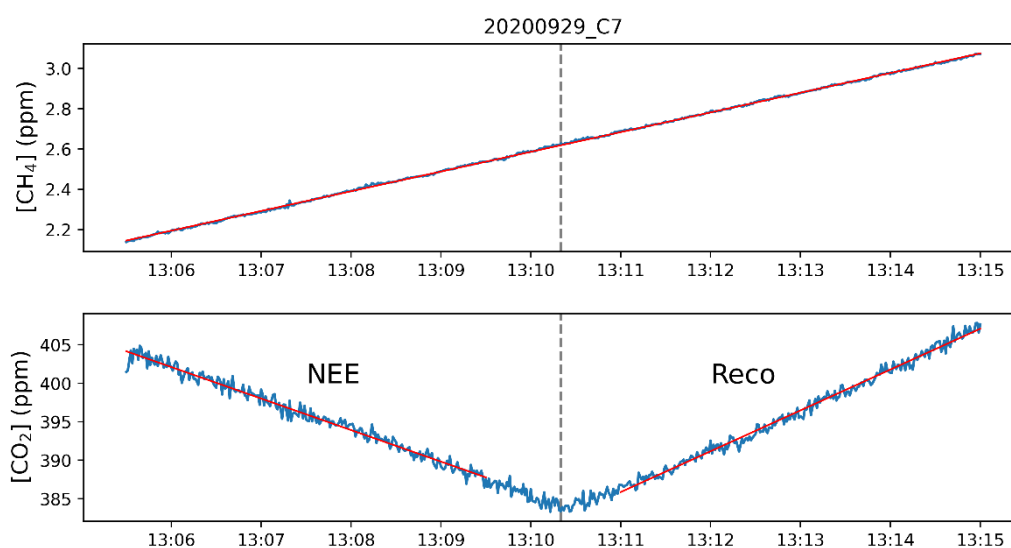


Figure 73 : Mesure type de l'évolution de la concentration (en ppm) en CO_2 et en CH_4 dans la chambre en plexiglas (le 29 Septembre 2020 sur la placette C7). La barre verticale en pointillé matérialise la mise à l'obscurité de la chambre. La température dans la chambre lors de la mesure était d'environ 19 °C.

Pour cet exemple (Figure 73), la tourbière émet du méthane sur la période de mesure (flux de CH_4 - FCH_4 = $31 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Pour la première partie de la mesure avec la lumière du jour, la concentration en CO_2 diminue dans la chambre ($\text{NEE} = -1,3 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). La tourbière agit alors comme un puits de CO_2 . Cette diminution est la conséquence de la domination de l'activité photosynthétique, qui pour cette mesure, consomme plus de CO_2 atmosphérique qu'il en est émis par les processus de respiration. Lorsque la chambre passe à l'obscurité, la pente change radicalement et devient positive ($\text{Reco} = 1,7 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) : la tourbière devient source de CO_2 . Le NEE correspond à la mesure combinée de l'ensemble des processus à la fois photosynthétiques et de respirations auto- et hétérotrophe. Le fait de couper l'activité photosynthétique (GPP) permet d'isoler les processus de respiration. A partir de ces deux mesures, la production primaire brute (consommation de CO_2 causée par l'activité photosynthétique) peut être quantifiée ($\text{GPP} = -3 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). La mesure est réalisée durant une période de l'année où la végétation est encore active.

En période hivernale, il arrive qu'il y ait très peu de contraste dû à une activité photosynthétique très limitée. Par exemple, pour 8 mesures sur l'ensemble du jeu de données (175 mesures, Annexe 7), de manière surprenante la pente du Reco est légèrement plus faible que celle du NEE ($\text{GPP} > 0 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, Figure 74). La majorité de ces mesures se sont déroulées en hiver (Décembre et février) où l'activité photosynthétique peut être très limitée et 2 mesures au printemps (avril et mai). La combinaison à la fois de l'effet de la chambre mais aussi la variabilité naturelle de la respiration de l'écosystème au cours de la mesure peut permettre d'expliquer cette observation. Une autre explication probable est la diminution du gradient de concentration entre l'atmosphère et la tourbière pouvant ainsi réduire le flux de respiration du CO_2 . Pour ces échantillons, comme le GPP ne peut pas être positif, il a arbitrairement été mis à 0 pour signifier que l'activité photosynthétique était nulle lors de la mesure.

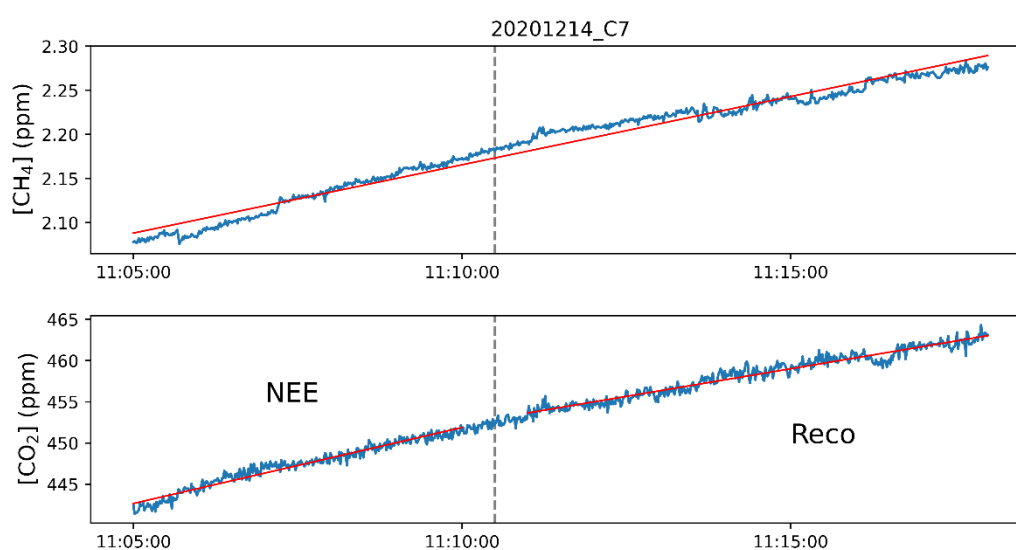


Figure 74 : Mesure de l'évolution de la concentration (en ppm) en CO_2 et en CH_4 dans la chambre en plexiglas (le 14 décembre 2020 sur la placette C7). La barre verticale en pointillé matérialise la mise à l'obscurité de la chambre. La température dans la chambre lors de la mesure était d'environ 2°C .

4.2.2 Méthode eddy-covariance : mise en place et traitement des données

4.2.2.1 Maintenance et production de la donnée brute

La tourbière du Forbonnet bénéficie dans le cadre de l'instrumentation scientifique du SNO Tourbières d'une tour à flux (mat supportant les capteurs de mesure de flux de GES par la méthode de la turbulence) installée en juillet 2018 (Gogo et al., 2021). Lors de la période 2018-2021, la maintenance de la tour fut principalement orchestrée par Marie-Laure Toussaint avec l'appui d'Adrien Jacotot. Adrien Jacotot intervient sur l'installation de nouveaux capteurs, modifications de programme, résolution de bugs, et sur le traitement des données. Les données produites sont libres d'accès et publiées sur un serveur de stockage avec un DOI associé (Jacotot et al., 2022). Chaque année le DOI est mis à jour avec l'ajout des données acquises durant l'année écoulée.

Les capteurs utilisés suivent les recommandations du réseau Européen ICOS (ICOS - Integrated Carbon Observation System ; icos-cp.eu ; Alam et al., 2019) pour une station de niveau 2. Le réseau ICOS regroupe des tours à flux à travers l'Europe qui suivent les mêmes recommandations et la même rigueur d'acquisition des flux de GES. Pour intégrer le réseau ICOS il faut suivre un cahier des charges précis qui implique une infrastructure spécifique (type, nombre, positionnement, de capteurs) ainsi que des protocoles communs (pour les flux et les données auxiliaires comme par exemple la température et la teneur en eau du sol). Actuellement la tourbière du Forbonnet ne fait pas partie de ce réseau bien que cela soit prévu dans un futur proche.

La période utilisée/analysée par la suite est la période Avril 2019-Décembre 2021, marqué par un trou dans les données de CH₄ en janvier 2021 à cause de l'enneigement trop important.

4.2.2.2 Instrumentation

Le système est composé d'un mat sur lequel différents instruments sont fixés à 2 m au-dessus du sol. Un anémomètre ultrasonique 3D permet de mesurer la vitesse et la direction du vent verticalement et horizontalement (Gill HS-50 3D). La concentration en GES est mesurée par absorption infrarouge (Figure 75). Deux spectromètres sont installés, un mesurant la concentration de CH₄ (LI-7700) et l'autre mesurant à la fois le CO₂ et l'H₂O (LI-7200/RS). L'analyseur LI-7200/RS mesure également la température et la pression de l'air (utilisées uniquement pour calculer les flux de GES) à haute fréquence. Le flux de chaleur latente (LE) est calculé à l'aide de la mesure d'H₂O (LI-7200/RS) et de la vitesse verticale de l'anémomètre ultrasonique. Le flux de chaleur sensible (H) est calculé avec la température et la vitesse verticale de l'anémomètre ultrasonique. Les données sont acquises à une fréquence de 20 Hz (20 données par seconde) puis stockées grâce à un système de stockage de données relié aux instruments (LI-7550 Interface Unit). Cette interface permet également la communication entre les différents appareils. L'ensemble des instruments est alimenté par des batteries, elles-mêmes rechargées par des panneaux solaires situés à quelques mètres de l'EC.



Figure 75 : Présentation de l'eddy-covariance installée sur la tourbière active du Forbonnet (Frasne). Photo : A. Jacotot ; <https://medihal.archives-ouvertes.fr/hal-03448121/thumb>.

4.2.2.3 Traitement des données eddy-covariance

La zone de mesure couverte par la tour à flux est restreinte à la partie nord de la tourbière active dont l'impact des travaux de restauration de la partie sud n'a pas été détecté (Lhosmot et al., 2021). Cette zone semble avoir été la moins impactée par le drainage de la tourbière dont les impacts ont été les plus ressentis sur la partie sud de la tourbière active (subsidence notamment, Calvar et al., 2018). Comme l'emprise de mesure de la tour à flux a vocation à être représentative de la tourbière active, seuls les flux de GES dont la direction du vent associée est dans la gamme 143 – 270°N sont conservés (Figure 76). La surface de l'emprise de l'EC après la correction de la direction du vent est d'environ 1,5 hectare. La modélisation de l'emprise de mesure a été effectuée par A. Jacotot sur la période Avril 2019-Décembre 2021, basée sur la méthode d'agrégation des flux semi-horaires (Kljun et al. 2015). Tandis que les bords de la tourbière active présentent une microtopographie marquée, la zone d'emprise de la tour à flux est principalement caractérisée par une topographie plus plate correspondant à une tourbière de transition (*e.g.* « transitional poor fen », Buttler et al., 2015; Delarue et al., 2011a).

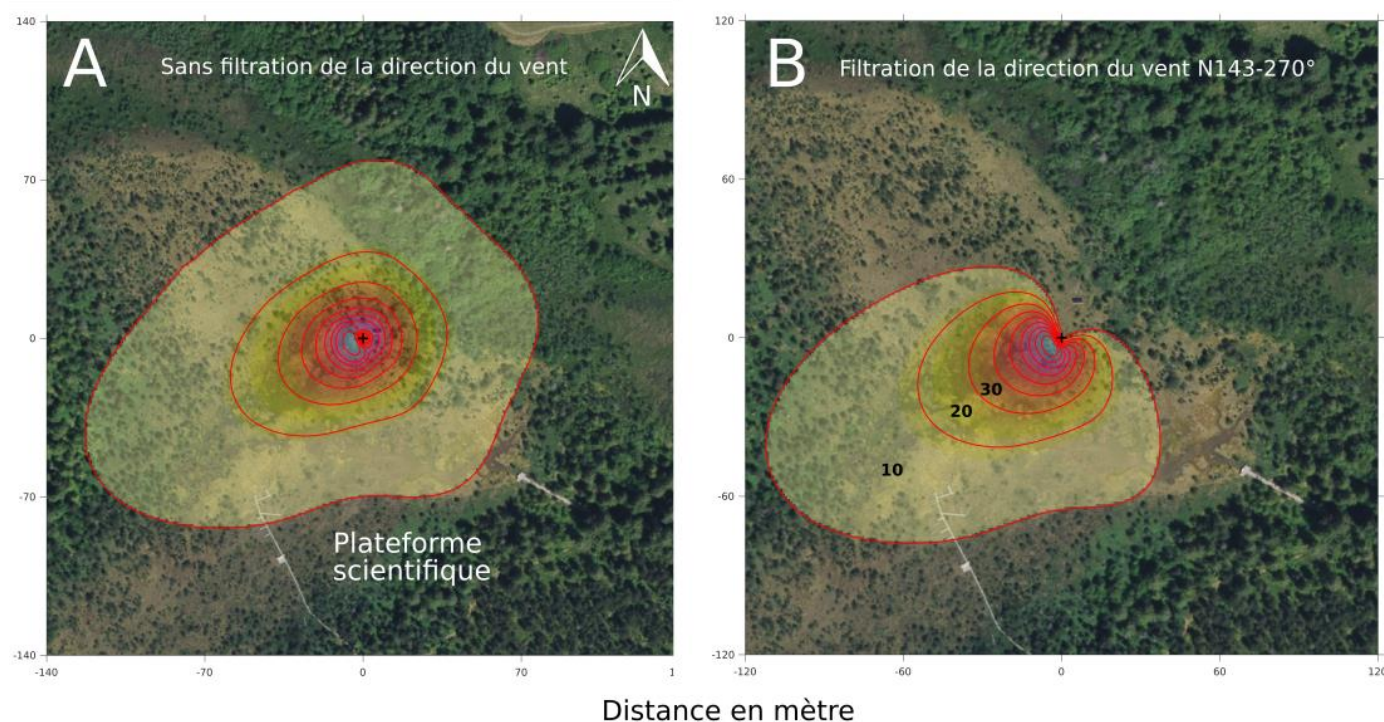


Figure 76 : Estimation de l'emprise de mesure par la méthode eddy-covariance basée sur l'agrégation des flux de GES semi-horaires mesurés d'Avril 2019 à Décembre 2021 (Kljun et al. 2015). A : sans la filtration de la direction du vent. B : avec la filtration de la direction du vent (N143-270°). La croix noire représente le système d'acquisition. L'espace entre deux courbes rouges représente une contribution de 10 % à l'ensemble des flux mesurés.

Les flux turbulents sont calculés avec le logiciel EddyPro software version 7.0.6 (LI-COR Biosciences, USA) en suivant les méthodes standards couramment utilisées (Sabbatini et al., 2018; Vitale et al., 2020). Le procédé inclut notamment la suppression des pics (Mauder et al., 2013), la correction de l'inclinaison des axes de rotations des tourbillons, la correction spectrale *in situ*, et la maximisation de la covariance pour la compensation du décalage temporel (Fratini et al., 2012). Autrement dit, la compensation du décalage temporel correspond à la correction du temps de transfert de chaque gaz entre son entrée dans l'analyseur et le détecteur. Les données sont ensuite moyennées à un pas de temps de 30 minutes.

La suite du traitement des données est différente pour le CO₂/H₂O et le CH₄. Le nettoyage des flux de CO₂/H₂O est réalisé à partir de la méthode décrite par Vitale et al. (2020) à l'aide du logiciel R version 4.0.3 (R Development Core Team, 2008) et en particulier le package RFlux (Vitale et al., 2021). Comme le package RFlux ne permet pas encore de traiter les données de CH₄, les critères de qualités associés aux données (« flag ») sont déterminés à partir de la méthode décrite par Mauder et Foken (2011). Les données dont le flag est supérieur à 2 sont supprimées.

Enfin, les flux sont corrigés des périodes de faible turbulence atmosphérique pour lesquelles la méthode EC n'est pas applicable. Pour cela, la valeur seuil de u^* (coefficient de friction, aussi appelé USTAR, exprimé en $m\ s^{-1}$) en dessous de laquelle le u^* n'est plus corrélée au flux de GES est recherchée. La valeur seuil de u^* est propre aux caractéristiques du site étudié, *e.g.* influencée par le type de végétation et la topographie. Cette valeur seuil est déterminée en appliquant la méthode décrite par Papale et al. (2006) implémentée dans l'algorithme REddyProc (Wutzler et al., 2018). Au Forbonnet, sa valeur pour les années 2019, 2020, et 2021 est 0,043, 0,069, et 0,049, respectivement. Afin d'assurer un critère de sélection des données plus restrictif, la valeur de 0,075 est utilisée pour l'ensemble du jeu de données.

PARTIE II

Contraintes
hydrogéologiques sur
l'alimentation en eau de
la tourbière du
Forbonnet

Chapitre 4 : Suivi hydrométéorologique long terme : vers un modèle conceptuel

Le travail de Bertrand et al. (2021) sur la tourbière du Forbonnet est basé sur l'utilisation de données hydrologiques issues du suivi pluriannuel. Ces données ont permis d'établir des relations statistiques entre les précipitations, la température de l'air et la profondeur de la nappe d'eau. Ces relations ont été utilisées dans le but de prédire l'évolution de la profondeur de la nappe d'eau (Water Table Depth, WTD), une variable écologique, selon différents scénarii climatiques du GIEC d'ici la fin du siècle. Cette approche peut être qualifiée de modèle « boîte noire » dans la mesure où elle ne présume pas du fonctionnement hydro-géologique de la tourbière et de son bassin d'alimentation. Le détail de ce travail ne sera pas présenté ici car il n'est pas au cœur de ce travail de thèse (Annexe 1). Ce chapitre a pour but d'apporter des éléments de compréhension des mécanismes d'alimentation et de transferts en jeu derrière ce modèle initial de type « boîte noire ».

1 Impact de la restauration et variabilité des variables hydrométéorologiques : vers un premier modèle hydrogéologique conceptuel de la tourbière du Forbonnet

Cette section s'appuie sur un article, publié dans la revue internationale *Ecohydrology*, intitulé « Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasne peatland, Jura Mountains, France » (10.1002/eco.2315 ; Lhosmot et al., 2021), visant à comprendre les modalités d'alimentation en eau de la tourbière du Forbonnet. Cet article est écrit en collaboration avec Louis Collin², Geneviève Magnon², Marc Steinmann¹, Catherine Bertrand¹, Vanessa Stefani¹, Marie-Laure Toussaint¹ et Guillaume Bertrand¹. Le matériel supplémentaire de ce travail est disponible en Annexe 8.

Les conditions hydrologiques des tourbières contraignent fortement leur fonctionnement hydro-écologique ainsi que les échanges de carbone avec l'atmosphère (CO₂, CH₄) et les transferts au sein du bassin versant (carbone inorganique et organique dissous) (Bernard-Jannin et al., 2018; Buttler et al., 2015; Liu et al., 2022; Rosset et al., 2020; Strachan et al., 2016). Par conséquent, comprendre leurs modes d'alimentation en eau ainsi que leur fonctionnement hydrologique intrinsèque est déterminant pour évaluer leur réactivité aux pressions climatiques et anthropiques.

Cette étude s'intéresse au fonctionnement écohydrologique de la tourbière active du Forbonnet (7 ha) appartenant au large complexe tourbeux de Frasne-Bouverans (plus de 300 ha, Jura Français). La partie sud de la tourbière active du Forbonnet, drainée depuis le 19^{ème} siècle, a été restaurée en 2015-2016 par comblement de drains et par la mise en place d'une digue en palplanches métalliques dans le cadre du programme européen Life Tourbières. En effet, depuis quelques années, la partie sud de la tourbière active était sujette à un assèchement (perte d'eaux en direction de la doline du Creux au Lard) accompagnée par une

¹ UMR UFC CNRS 6249 Chrono-Environnement, University of Bourgogne Franche-Comté, Besançon, Montbéliard, France

² EPAGE, Haut-Doubs Haute-Loue, Frasne, France

subsidence de la surface de la tourbière (Calvar et al., 2018). Les travaux de restauration ont permis de stopper les pertes d'eau au sud de la tourbière et d'agrandir le BV topographique d'environ 10 ha.

Le suivi piézométrique associé à cette restauration, effectué de 2014 à 2018, montre que la restauration a été efficace du point de vue hydrologique avec une augmentation moyenne de l'altitude de la nappe d'eau s'étendant de +50 à +20 cm dans un rayon de 10 à une 60 de mètres des ouvrages de restauration, respectivement. De plus, le suivi de la pression hydraulique à trois profondeurs (surface : 30-50 cm, intermédiaire : 0,87-1,66 m, et profond : ~2,3 m) réalisé avec deux systèmes de piézomètres en flûte de pan a mis en évidence une augmentation de pression hydraulique significativement plus importante dans le niveau intermédiaire. Pour un des deux systèmes, cette augmentation s'est même accompagnée d'une inversion de la charge hydraulique où le niveau intermédiaire est devenu le niveau présentant la charge hydraulique la plus importante suite aux travaux de restauration.

Associé au suivi piézométrique, les profils verticaux de la concentration en solutés dissous dans l'eau (via la conductivité électrique) permettent de différencier les trois principaux niveaux de tourbe mis en évidence. Un gradient vertical est observé : avec en surface des eaux très peu minéralisées et acides et en profondeur des eaux fortement minéralisées avec un pH de 6-6,5. Néanmoins, ce gradient vertical est variable à la fois spatialement et temporellement, suggérant une hétérogénéité dans les flux d'eau au sein de la tourbière et des transferts d'eau intra-saisonnier. La modélisation de la concentration en Ca dans les eaux de la tourbière selon l'axe vertical ne considérant que les processus diffusifs ne parviennent pas à expliquer les concentrations mesurées, suggérant que des processus adjectifs au sein de la tourbière se produisent.

Du point de vue dynamique, le suivi hydrologique a montré que l'exutoire principal de la tourbière intègre différents signaux résultant des différents modes d'alimentation en eau de la tourbière et du statut hydrique de la tourbière :

(1) La relation non-linéaire liant le débit à l'exutoire et le niveau d'eau dans la tourbière met en évidence selon l'axe vertical un effet seuil (limite hydrodynamique). En effet, pour des profondeurs de nappe importantes, l'augmentation de l'altitude de la nappe n'entraîne pas de répercussion à l'exutoire de la tourbière. Cependant, à partir d'un certain seuil (profondeur de nappe entre 15 et 20 cm au niveau de la plateforme scientifique) le débit à l'exutoire augmente de manière exponentielle. Cette observation résulte des différences de propriétés physiques des niveaux de tourbe où le niveau de surface (acrotème) est beaucoup plus perméable que les niveaux sous-jacents (catotème, chapitre 1, section 2.6). Ainsi, ce résultat est cohérent avec des modèles hydrodynamiques de tourbe (*e.g.*, Wastiaux, 2008).

(2) Du point de vue temporel, la conductivité électrique de l'eau à l'exutoire de la tourbière en période estivale (Juin-Octobre) est positivement corrélée à la recharge pluviométrique de l'hiver précédent (Novembre-Mai). Cette relation reflète probablement des transferts d'eau ayant transité au contact du substratum minéral, *i.e.* la moraine sous-jacente ou depuis le karst régional. A l'échelle saisonnière, la minéralisation de l'eau est ici un marqueur potentiel, quoique partiel, de l'origine de l'eau restituée par la tourbière en aval.

Par conséquent, ce travail a permis de proposer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière active du Forbonnet se caractérisant par un système de réservoirs avec des alimentations en eaux imbriquées. Trois réservoirs (niveau de tourbe) selon l'axe vertical ont pu être identifiés, chacun possédant une alimentation en eau préférentielle :


1. apports d'eau minéralisées (karstiques et/ou morainique) alimentant le niveau de tourbe profond ;
2. flux d'eaux latéraux depuis les tourbières boisées alentours alimentant le niveau de tourbe intermédiaire ;
3. précipitations alimentant le niveau superficiel de tourbe, lui-même soumis aux flux d'évapotranspiration, en particulier lors des périodes les plus chaudes de l'année.

Ces alimentations semblent varier temporellement et spatialement et donc contribuer à la compréhension de la mosaïque écologique qu'est la tourbière du Forbonnet.

NB : dans l'article à suivre, une erreur sur les figures 3 et 4 est présente mais ne change pas les conclusions ou le modèle conceptuel rapportés ci-dessus et dans l'article. Page 6 : "TV14: + 155.2 cm" doit être remplacé par "TV14: + 50 cm". Les figures 3 et 4 de l'article ont été ainsi mises à jour et sont disponibles à la suite de l'article. Une procédure pour corriger cette erreur est en cours.

RESEARCH ARTICLE

Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasne peatland, Jura Mountains, France

Alexandre Lhosmot¹  | Louis Collin² | Geneviève Magnon² | Marc Steinmann¹ | Catherine Bertrand¹ | Vanessa Stefani¹ | Marie-Laure Toussaint¹ | Guillaume Bertrand¹

¹UMR UFC CNRS 6249 Chrono-Environnement, University of Bourgogne Franche-Comté, Montbéliard, France

²EPAGE, Haut-Doubs Haute-Loue, Frasne, France

Correspondence

Alexandre Lhosmot, UMR UFC CNRS 6249 Chrono-Environnement, University of Bourgogne Franche-Comté, 16 route de Gray 25000 Besançon, 4 place Tharradin, 25200 Montbéliard, France.
Email: alexandre.lhosmot@univ-fcomte.fr

Funding information

French Ministry of Research; French Network of Critical Zone Observatories (OZCAR) Network; SNO Tourbières; Bourgogne Franche-Comté University; Bourgogne Franche-Comté Region

Abstract

Peatlands and associated ecosystem services are sensitive to climate changes and anthropogenic pressures such as drainage. This study illustrates these effects on the Forbonnet bog (7 ha), belonging to the Frasne peatland complex (~300 ha, French Jura Mountain), and shows how they can inform about the ecohydrological functioning of peatlands. The southern part of the Forbonnet bog was restored in 2015–2016 by backfilling of artificial drains dating from the end of the 19th century. Piezometric data from 2014 to 2018 allow to evaluate the restoration effect on the water table depth (WTD) and highlight the reactivation of lateral inflows from the surrounding raised peatland complex. Vertical electrical conductivity (EC) profiles permit to identify three main peat compartments depending on different water supplies arguing for a nested hydrological functioning. This involves (1) one-off karst groundwater inputs at the substratum/peat interface supplying the deepest peat layer, (2) lateral seepage inputs from the neighbouring raised wooded peatlands sustaining the intermediate peat level and (3) direct rainfall infiltrating the most superficial peat layer. This nested multi-reservoir model operates at various spatio-temporal scales and is consistent with the complex seasonal hydrological and physico-chemical response at the bog outlet, which will be increasingly affected by climate change in the coming decades.

KEYWORDS

climate change, Jura Mountains, monitoring, nested hydrological network, peatland restoration

1 | INTRODUCTION

In the context of climate change management, peatlands are recognized as socio-ecosystems, because they are considered to be regulators for fresh water availability and greenhouse gas concentrations (Bonn et al., 2014; Reed et al., 2014). Although representing only 3%

of the global land area, peatlands contain about 10% of the global freshwater resources (Joosten & Clarke, 2002; Xu et al., 2018) and are hotspots of specific biodiversity providing habitats for highly specialized species. In addition, these systems accumulated a great quantity of organic carbon over the long term usually throughout the Holocene and store up to 30% of the global soil organic carbon

(Gorham, 1991; Nichols & Peteet, 2019; Parish et al., 2008). Peatlands interact with watersheds and act as buffer for water, carbon and contaminant owing to their highly specific hydrological characteristics (high porosity, low permeability and great evapotranspiration; Blodau & Moore, 2003; Daniels et al., 2008; Francez et al., 2011; Holden & Burt, 2003; Parish et al., 2008; Rosset et al., 2019). These ecological functions are nowadays considered as socio-ecosystemic services, that is, processes implying a socio-economic value and favouring the well-being of our society (e.g., Quintas-Soriano et al., 2018).

The sustainability of these socio-ecosystemic services is strongly dependent on peatland structure and water saturation, which is a major environmental issue at different scales. Water table depth (WTD) is expected to regulate gas exchange between peatland and atmosphere. Shallow WTD promotes anoxic conditions, limiting aerobic respiration and CO₂ release and favouring at the same time CH₄ emissions by anaerobic processes. In contrast, deeper WTD leads to well-oxygenated superficial peat layers, promoting organic matter degradation and CO₂ release (Blodau & Moore, 2003; Jassey et al., 2018; Moore & Knowles, 1989; Waddington & Day, 2007).

In parallel, the diplotelmic (acrotelm–catotelm) model suggests that peat physical and biogeochemical properties vary vertically (Baird et al., 2016; Morris et al., 2011). The uppermost layer called ‘acrotelm’ is highly permeable. It supports plant activities and is subject to punctual aerobic conditions, which explains its crucial role for biodiversity and water–carbon interactions. The deeper layers named ‘catotelm’ are mostly impermeable and favour anaerobic processes (Bertrand et al., 2012; Boelter, 1965; Ingram, 1978).

Peatland hydrology and related ecosystem services have for several centuries been altered by anthropogenic disturbances such as peat extraction (for fuel and horticulture), agriculture and forestry, which all require drainage and trigger WTD drop and peat subsidence (Joosten, 2015; Kløve et al., 2014; Parry et al., 2014). Protective measures were taken from local to global scale (Ramsar Convention, 1971; The Council of the European communities, 1992; see FAO, 2020). Nevertheless, it remains that today a large proportion of global peatland area is disturbed. For instance, about 25% of its original surface is currently used for forestry and agriculture (Page & Baird, 2016).

Anthropogenic disturbances are exacerbated by climate change: increase of air temperature (Shulka et al., 2019) and modification of rainfall seasonality (Trenberth, 2011) both impact WTD (Bertrand et al., 2021) and thus the ecohydrological functioning of peatlands. The combined effects of climate change and human disturbances lead to increased peat oxidation (including throughout fires) and carbon release to the atmosphere (Page & Baird, 2016; Turetsky et al., 2015). Restoration programmes were developed in order to preserve the above-mentioned socio-ecosystemic services (Järveoja et al., 2016; Kimmel & Mander, 2010; Menberu et al., 2016; Parry et al., 2014; Ramchunder et al., 2012; Zerbe et al., 2013) and to mitigate the impact of climate change (Humpenöder et al., 2020). Restoration ultimately aims to shift the carbon balance of disturbed peatland from source to sink (Swenson et al., 2019). In this purpose, rewetting (ditch blocking and drain filling) is a broadly used method to promote

higher and more stable WTD. Although some short-term effects on hydrology are commonly observed, a much longer time span of several years to decades is needed to re-establish peat forming vegetation and carbon sequestration (Ahmad et al., 2020; Bortoluzzi et al., 2006; D’Acunha et al., 2018; Lucchese et al., 2010; Price et al., 2003; Zerbe et al., 2013). For instance, McCarter and Price (2013) showed in a Canadian peatland 10 years after restoration that Sphagnum mosses were regenerated but that mosses water availability, which favour carbon sequestration, was still limited.

In order to mitigate the effects of local and global pressures, it is now required to understand the hydrological feedback of peatland ecosystems to meteorological variability and to propose sustainable management strategies (Ferlatte et al., 2015). Nevertheless, the hydrology of peatlands is not only controlled by in situ peatland–atmosphere interactions but may also interact with the underlying substrates (Drexler et al., 1999; Reeve et al., 2000) or lateral inflows (Bourgault et al., 2019; Ferlatte et al., 2015). These interactions may constrain peatland role in baseflow support for downstream ecosystems (Martin & Didon-Lescot, 2007; Paran et al., 2017). The understanding of watershed–peatland relationships and internal water transfers are therefore crucial for modelling meteorological variability and long-term climatic impacts on peatland hydrology in a restoration perspective (Ahmad et al., 2020; Hare et al., 2017; Kløve et al., 2014).

In this objective, this study illustrates the interest to combine geochemical and hydrological long-term monitoring in peatlands to evaluate the effects of restoration and meteorological variability on peatland hydrology in a middle latitude/altitude mountainous bog. The integrated analysis of these data along the horizontal and vertical axes as well as from a temporal point of view allows to decipher mechanisms at the origin of the hydrological functioning, and will constitute the basis for proposing an integrated hydrogeological conceptual scheme, that will be required to better evaluate potential climate change impacts in the coming decades.

2 | CONTEXT OF THE STUDY

2.1 | Site presentation

The study site is located in the Jura Mountains in NE France (46.826N, 6.1754E, 852 m a.s.l.; Figure 1a) within the Frasn-Bouvens peatland complex. This complex of 293 ha is a regional natural reserve (RNR Frasn-Bouvens) included in the long-term ecological research zone Jurassian Arc (ZAAJ, <https://zaaj.univ-fcomte.fr/?lang=en>) and to the international wetland Ramsar area ‘Peatlands and lakes of the Jura Mountains’. The study was more especially implemented at the Forbonnet bog (7 ha), south of the Frasn-Bouvens complex. This bog is monitored since 2008 from a hydrological, ecological and biogeochemical point of view (Laggoun-Défarage et al., 2008) and one of the four sites of the French national observatory of peatlands since 2012 (‘SNO Tourbières’, <https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>). Between 2009 and 2019, annual precipitation (rainfall and snowmelt) ranged between 1293 and 2110 mm with a

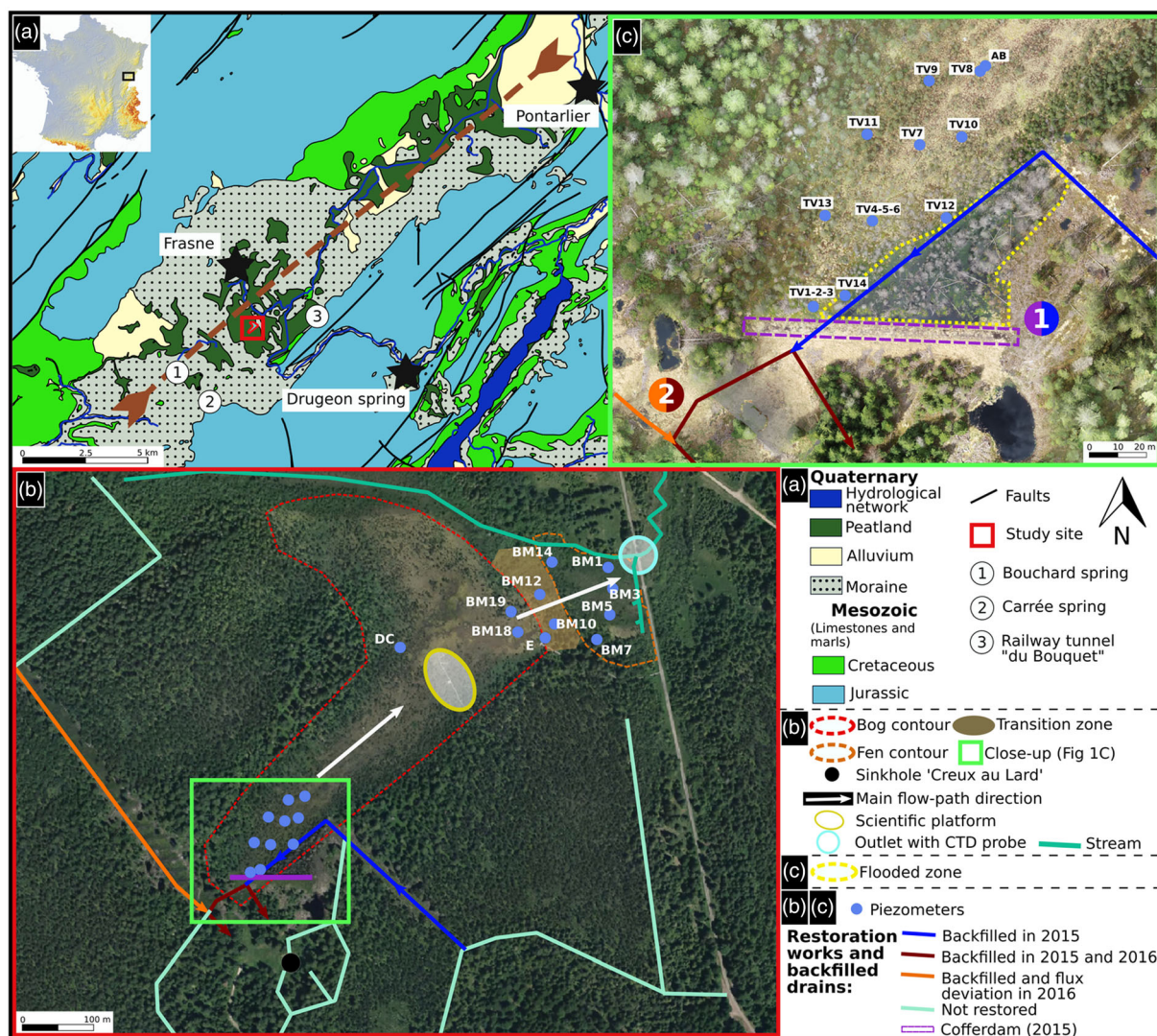


FIGURE 1 Maps of the study site at different scales: (a) Geological map (base map modified from BRGM) and site location; (b) site instrumentation, drainage ditches and restoration work (base map IGN, 2018) and (c) focus on the southern part of the bog highlighting the flooded area (base map Sopreco, 2019)

mean of 1618 mm and the annual air temperature between 5.8°C and 7.9°C with a mean of 7°C.

From a geological point of view (Figure 1a), the Frasne-Bouverans peatland is located in a 10-km-wide synclinal structure (Duraffourg & Palacio, 1981). Within the syncline, partially karstified Jurassic and Cretaceous limestones and marls are overlain by poorly permeable moraines of Pleistocene age (Campy, 1982; Duraffourg & Palacio, 1981). This moraine layer constitutes the basement of the peatland and forms an irregular landscape with small depressions and hills of decametric dimensions. The median peat thickness in the Forbonnet bog is 2.1 m based on 298 manual soundings and reaches a maximum depth of 3.9 m (Collin, 2016).

From an ecological point of view, the bog is mainly dominated by *Sphagnum* genera (*S. recurvum*, *S. magellanicum* and *S. capillifolium* species), associated with herbaceous species (*Scheuchzeria palustris*, *Eriophorum vaginatum* and *Carex rostrata*), ericaceous plants

(*Andromeda polifolia*, *Vaccinium oxycoccos* and *Calluna vulgaris*) and Mountain pine (*Pinus uncinata*). This latter progressively also colonizes the centre of the bog. The NE bog extension, towards the main outlet of the bog, is characterized by a birch forest highlighting a rise of the moraine elevation and then a marsh covered by sedge and *Molinia caerulea* (Figure 1b; Collin, 2016). The surroundings of the bog are mainly woodlands with spruce set over mature raised peatlands.

From a hydrological point of view, the Forbonnet bog corresponds to a depression within the peatland complex and features a natural and occasionally activated overflow reaching the main outlet located NE. At the bog's northern edge, a west-east-oriented stream drains the more mature part of the peatland complex and reaches the main outlet (Gauthier et al., 2019; Figure 1b). This general SW-NE-oriented water flow pattern was affected by numerous drainage ditches (Figure 1b). This led to peat subsidence redirecting a part

of the water fluxes to the south, towards the 'Creux au Lard' karstic sinkhole (Calvar et al., 2018; Magnon & Grosvernier, 2015) that has been revealed to be connected to the regional karst network (Duraffourg & Palacio, 1981).

2.2 | The restoration programme of 2015–2016

To mitigate the effects of drainage ditches, a restoration programme, funded by the European Life Peatland Program, was implemented from 2015 to 2016 (Calvar et al., 2018). This strategy aimed to restore the original watershed surface and to raise the WTD in the bog (Figure 2).

The work was conducted in two phases in September to October 2015 and May to July 2016, respectively (Figure 1c). (1) To stop water outflow and to counter the subsidence due to peat mineralization, a cofferdam of sheet piles was constructed between the Forbonnet bog and the 'Creux au lard' sinkhole. An adjacent drainage ditch was backfilled with peat and wood panels. (2) A second ditch was partially backfilled in 2015 and completed in 2016 during the second phase. Also, in 2016 (from 23 May to 21 June), 15 wood palisades were installed perpendicularly to a 300-m-long and 20-m-wide NW–SE trending drainage axis in order to redirect flows from adjacent areas towards the bog. These palisades were composed of non-treated and 10-cm-thick notched spruce beams. They were covered with at least 40-cm-thick mounds of peat that are currently vegetated.

3 | MATERIALS AND METHODS

3.1 | Meteorological monitoring

Precipitation (P , ARG100 Campbell Scientific) and temperature (T , HMP45C Campbell Scientific) were monitored at the SNO Tourbières platform located in the central bog area since November 2008 (Figure 1b). Due to a technical failure of the rain gauge in 2016, no precipitation data are available from 22/05 to 16/06/2016. To fill this gap, the data were reconstructed with Météo France data from three nearby weather stations at similar altitudes (Pontarlier-831 m at 15.4 km, Levier-713 m at 14.2 km and Mouthe-940 m at 13.6 km) based on multiple linear correlations between the Forbonnet and Météo France data before (2009 to 2015) and after (2017 to 2019) the rain gauge failure ($R^2 = 0.955$, p -value = 0.000192 for May; $R^2 = 0.921$, p -value = 0.00104 for June).

Potential evapotranspiration (PET, mm) was calculated at a monthly scale using the Thornthwaite (1948) formula (Equation 1):

$$PET = 16 * F * \left(\frac{10 * T_m}{I} \right)^a \quad (1)$$

$$\text{With } I = \sum \frac{T_m^{1.514}}{5};$$

$$a = \left(6.75 * 10^{-7} * I^3 \right) - \left(7.71 * 10^{-5} * I^2 \right) + \left(1.792 * 10^{-2} * I \right) + 0.49239,$$

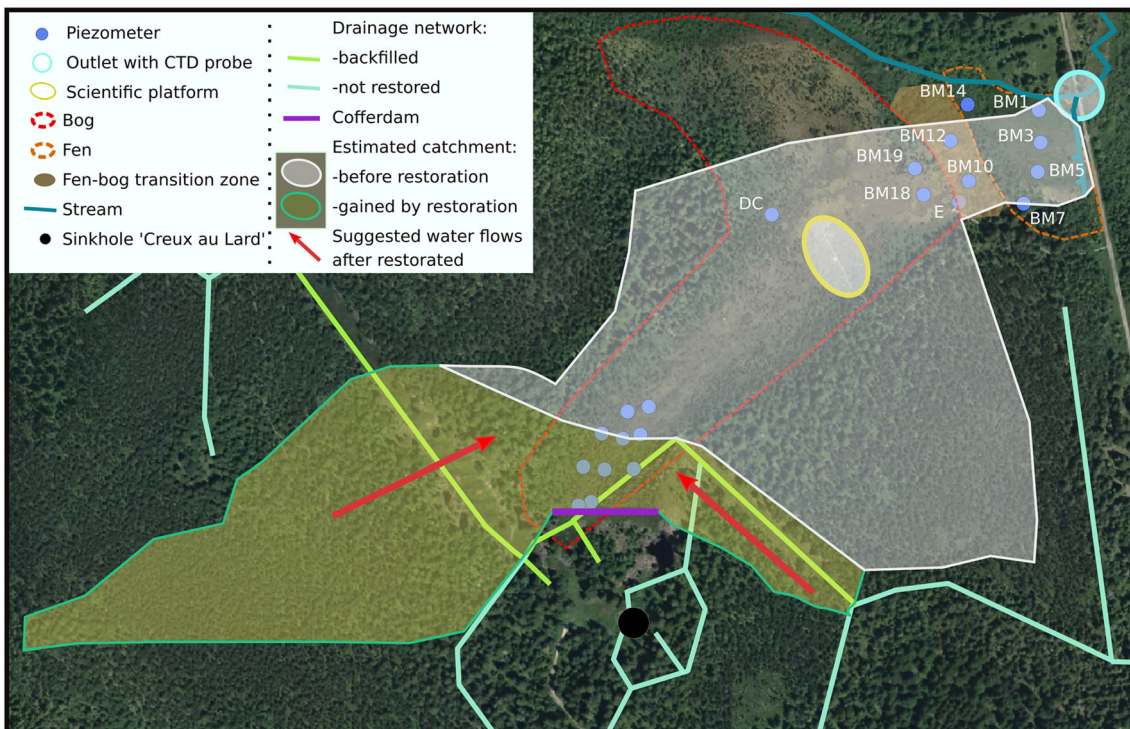


FIGURE 2 Gained watershed surface and reactivated water flows after restoration (Collin, 2016; Magnon & Grosvernier, 2015)

where T_m is the mean monthly air temperature, F the correction factor based on latitude and I the heat index based on monthly mean temperatures.

The difference between P and PET is defined as an indicator of atmospheric water balance and subsequent water stress (Gao & Giorgi, 2008).

3.2 | Hydrological monitoring

The hydrological survey was based on 21 piezometers (Figure 1b). Ten of them (TV1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12, 13 and 14) were from July 2014 to October 2018 equipped with automatic HOBO U20L04 pressure probes ($\pm 0.2\%$). Two piezometers implemented on the scientific platform (SoDry and SoWet) were instrumented with OTT Orpheus Mini pressure probes ($\pm 0.1\%$; Toussaint et al., 2020a) and typify a hummock (SoDry)-hollow (SoWet) peat gradient over a distance of 10 m. To limit uncertainties due to peat shrinking and swelling (Camporese et al., 2006; Oleszczuk & Brandyk, 2008), all used piezometers were anchored in the geological substratum except TV3, TV6 and SoWet/SoDry. The error range of the piezometers of ± 1.6 cm corresponds to twice the probe accuracy furnished by manufacturers in order to include manual measurement/calibration errors.

Some piezometers were installed in panpipe configuration in order to screen specific depth levels: (1) TV1, TV2 and TV3, respectively, slotted at 220–235 cm, 136–166 cm and 30–50 cm depth; (2) TV4, TV5 and TV6, respectively, slotted at 230–240 cm, 87–137 cm and 30–50 cm depth. The two other panpipe systems, (3) D (80–100 cm) and C (175–195 cm), (4) A (250–270), B (100–120) and TV8 (subsurface sampling) were not instrumented but used for manual sampling and hydrochemical characterization. The water level at the bog outlet was monitored since June 2014 with a CTD pressure probe (OTT Hydromet) at a time step of 30 min (Figure 1b). Outlet discharge (Q) was determined from the water level using an experimentally defined rating curve based on 11 manual discharge measurements realized from November 2015 to February 2021.

3.3 | Physico-chemical monitoring and analytical modelling

In parallel to the hydrological monitoring, electrical conductivity (EC) and T were monitored at the bog outlet with the above-mentioned CTD probe.

In addition, manual measurements of pH, temperature and EC were carried out directly in the piezometers with a manual multimeter probe at the depth wished (AP-2000 SQUAREAD). Vertical EC, T and pH profiles were realized manually at the following dates: 22/03/2016, 24/05/2016, 06/07/2016 and 16/08/2016. Depth gradients were calculated for each profile and each parameter according to Equation 2:

$$\text{Gradient} = \frac{(\text{lowest value} - \text{highest value})}{(\text{Depth of lowest value} - \text{Depth of highest value})} \quad (2)$$

For the 22/03/2016 and 06/07/2016 campaigns, physico-chemical parameters were completed with major cation analyses. Sampling was performed with a manual pump and a plastic pipe and stored in High Density PolyEthylene (HDPE) bottles. The samples were filtered at 0.45 μm within 12 h after sampling and stored at 4°C in HDPE tubes. The sample aliquots for cation analysis were acidified to pH 2 with ultrapure nitric acid. The cation and anion concentrations were determined by Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy (Thermo iCAP 6500) and High Performance Liquid Chromatography (HPLC, Dionex DX 100) at the PEA2^T analytical platform of the Chrono-Environnement laboratory.

Considering the strong correlation between [Ca] and EC ($R^2 = 0.98$) in our samples and the acidity of peat water (mostly pH < 7), we considered calcium as a conservative tracer (de Moel et al., 2013; Hart et al., 2011) allowing to evaluate water and solutes transfer processes throughout the peat column by comparing vertical [Ca] variability with a constant source diffusive equation (Equation 3) proposed by Crank (1975):

$$C(x,t) = C_0 \text{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{D^* \cdot t}}\right) \quad (3)$$

where $C(x,t)$ is the calculated cation concentrations, C_0 ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) the initial and assumed constant concentration at the substratum/peat interface, x (m) the distance from this interface, t (s) the time, erfc the complementary error function and D^* the effective diffusion coefficient. D^* was determined from the molecular diffusion in solution for cations adjusted by a tortuosity factor, both respectively set at $2.10^{-9} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ and 0.22 according to Freeze and Cherry (1979) and Fraser et al. (2001).

4 | RESULTS

4.1 | Restoration effect on hydrology

A significant rise of WTD (detailed below, between 20 and 155 cm) was observed after the first restoration phase at the southern part of the bog (Figure 3). Immediately after this first phase (14/10/2015), WTD did not change significantly because of dry weather conditions (37.6 mm of rainfall from 14/10 to 19/11/2015). WTD then started to increase from 19/11/2015 after important precipitation events (168.6 mm until the 30/11/2015) and continued to rise until June 2016, corresponding to the end of the second restoration phase. During the two following years, WTD remained stable except for two drought events in December 2016 and summer-autumn 2018. Figure 3 shows that during the drought of December 2016 (7 mm between the 24/11/2016 and the 11/01/2017), WTD dropped but remained above pre-restoration depths. In contrast, the combined

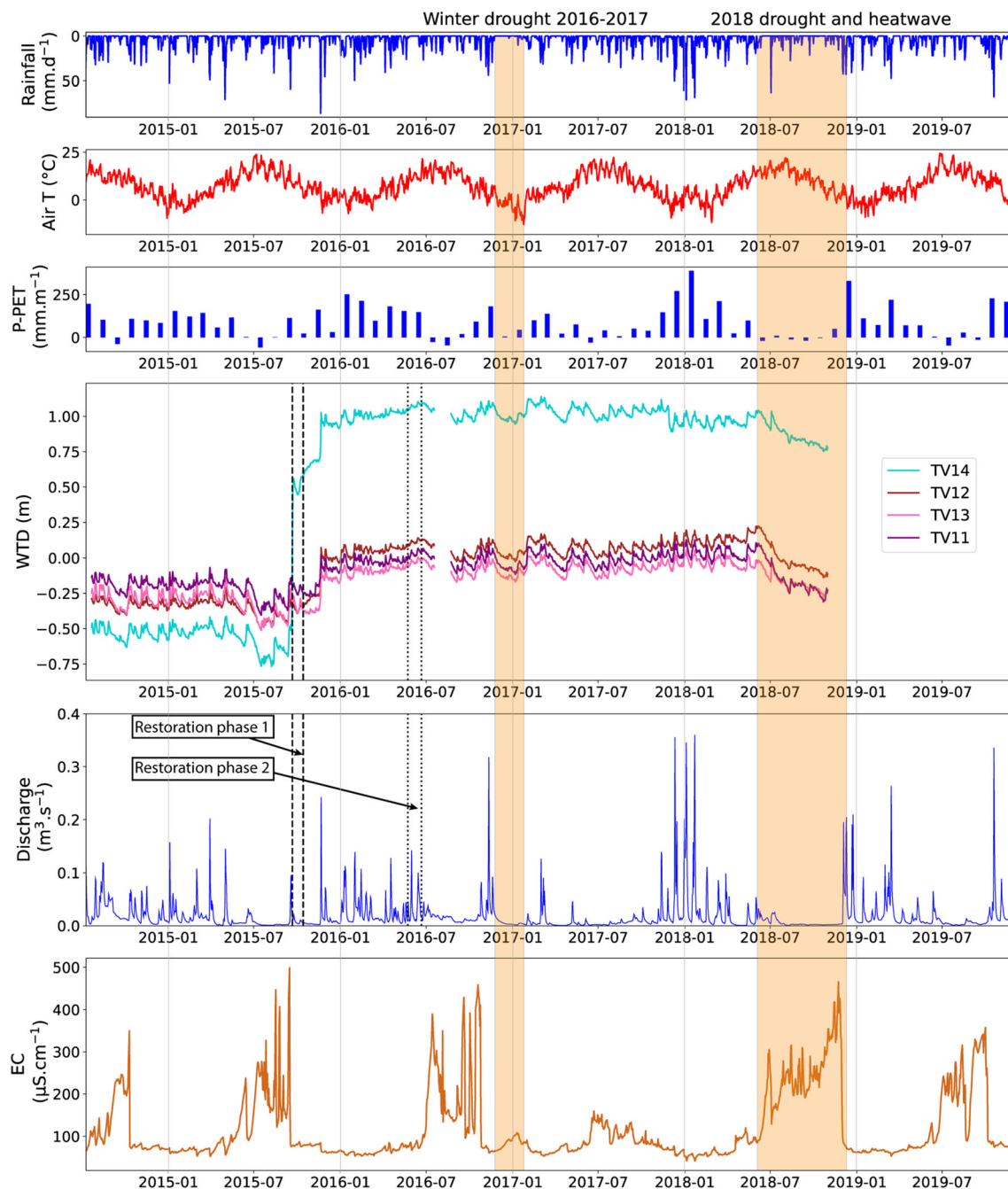


FIGURE 3 Meteorological and hydrological data over the Forbonnet bog during the study period (2014–2018). Meteorological data are available in Toussaint et al. (2020a, 2020b). Piezometer data are provided by local site managers. Dashed line (from 21 September to 14 October 2015) and dot line (from 23 May to 21 June 2016) represent the two restoration phases

effect of heatwave and rainfall drought in summer and autumn 2018 caused a sharp decrease of WTD.

A comparison of the hydrological year 2014–2015 (01/09/2014 to 31/8/2015) and the two hydrological years after restoration (01/09/2016 to 31/08/2018) reveals a significant rise of WTD (Welch test, p -value = 0). Some spatial contrasts show a distance gradient from the closest parts of the backfilled ditch (TV14 +155.2 cm, TV12 +42.3 cm) to the further areas (TV13 +23.7 cm, TV11 +19.6 cm; Figure 1c). At similar distances from the backfilled ditch, TV14 (10 m

from the cofferdam) harboured a higher increase than TV12 (35 m from the cofferdam), highlighting the dam blocking effect. This distance effect decreases downstream as observed with SoWet (+0.3 cm, p -value = 0.46) and SoDry (+1.3 cm, p -value = 0.0016). Consistently, scatter plots with WTD versus Q (Figure 4) show that there is no break between the data before and after restoration for central piezometers, whereas a clear shift occurs for the upstream (TVs) piezometers.

The data from the panpipe piezometers (TV1/2/3; TV4/5/6) in the southern part of the bog point to hydraulic head

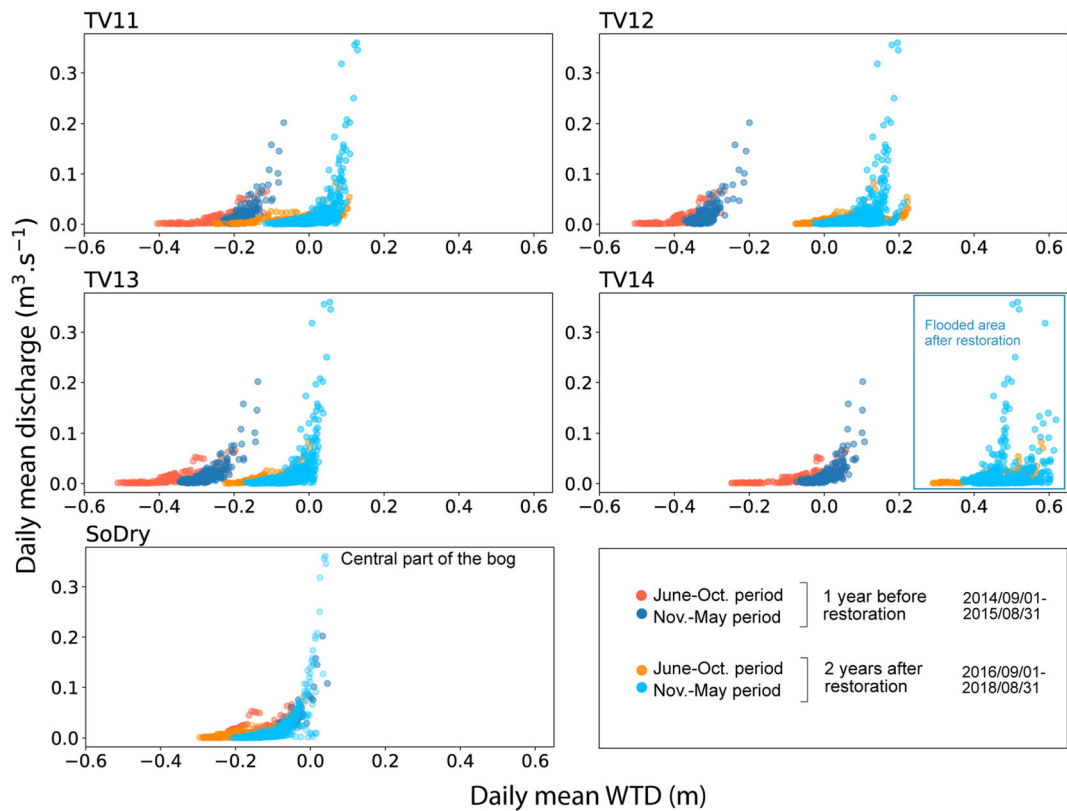
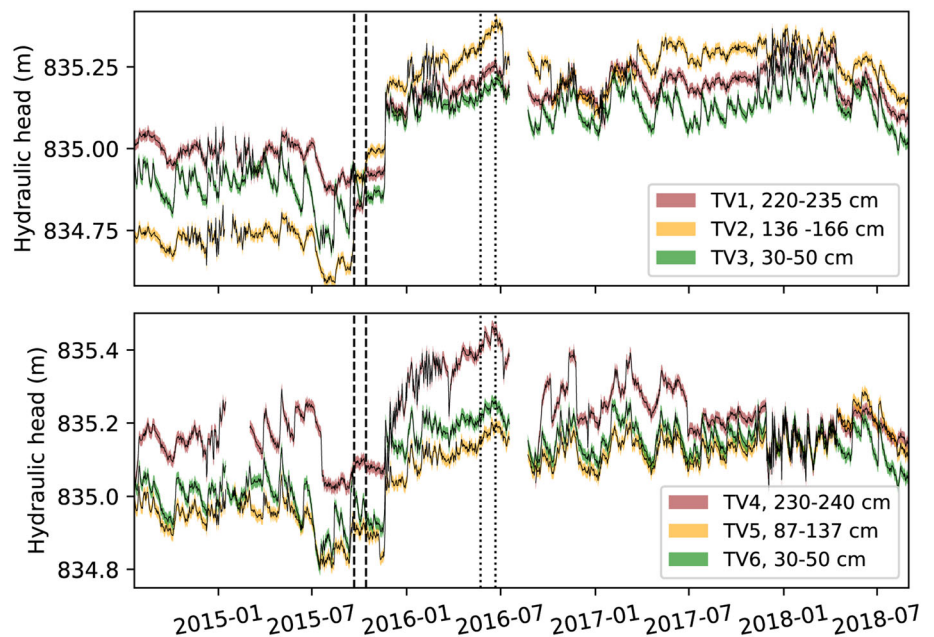


FIGURE 4 Scatter plots showing daily mean discharge ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) function of daily mean WTD (m). For each piezometer, colours highlight temporal period (before/after restoration and June to October/November to May periods)

FIGURE 5 Hydraulic heads in nested panpipe piezometers during the study period (2014–2018). Edge colour for curves indicates data uncertainty (twice the accuracy of the sensor). Legend gives slotted depths relative to the peat surface, for each piezometer. Dashed line (from 21 September to 14 October 2015) and dot line (from 23 May to 21 June 2016) represent the two periods of restoration



(H) change within the peat column (Figure 5). The increase (p -value = 0) was stronger for the intermediate (TV2: +54.1 cm; TV5: +20.4 cm) than for the deeper (TV1: +22.5 cm; TV4: +6.6 cm) and shallower levels (TV3: +25.5 cm; TV6: +16.1 cm),

indicating that restoration mainly affected the intermediate peat layer.

Finally, at the outlet, no significant change was observed for the mean discharge before and after restoration.

4.2 | Temporal variability of the flow rate and EC at the bog outlet

Comparing outlet Q and EC meteorological data (P , T and P -PET) allows to visualize the integrated response of the bog to meteorological variations (Figure 3).

Monthly P -PET is high in winter (252 and 213 mm for January and February 2016, 390 and 329 mm for January and December 2018) as a consequence of low T ($<3^{\circ}\text{C}$ in average) and high P (>220 mm/month). In contrast, monthly P -PET is low or even occasionally negative in summer from June to October due to high T and low P (<146 mm/month, except for October 2019 with 228 mm). During high flow periods in winter (November to May), Q is tightly related to WTD (Figure 4). In contrast, during low flow (June to October), Q does not follow WTD variations that temporally stand high WTD levels (Figure 4). This general behaviour is overwhelmed by Q peaks related to strong precipitation events (e.g., November 2015 and October to December 2019; Figure 3).

In parallel, water mineralization (EC) usually presents seasonal cycles (Figure 3). During high flow periods, EC is low ranging from 66 to 73 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ except for November 2018 to May 2019 with 111 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Conversely, during baseflow (June to October), EC is usually above 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ and reaches peaks of 400–500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Assuming EC values of 20 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ for precipitation (e.g., Bertrand et al., 2008) and 550 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ for groundwater, which corresponds to values observed for local karst springs (Fontaine Bouchard and Fontaine Carrée springs located a few kilometres from the bog; Figure 1a), it is possible to evaluate the contribution of both endmembers to the outlet flow based on simple mixing calculations. At an average seasonal scale, precipitation dominates during winter and spring (November to May) with $89\% \pm 3\%$ and decreases to $72\% \pm 8\%$ for June to October. In 2017, June to October groundwater contribution was however more limited and accounted on average for only 16%.

4.3 | Spatio-temporal evolution of the stratification of pore water mineralization

The raw physico-chemical data are available in the supporting information. Distinct trends can be observed for EC, which allows to separate the sampling points into three groups (Figure 6):

1. The lowest mineralization were found in the piezometers TV7, TV10, TV13, BM18 and BM19. Their mean EC was 39 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, reaching a maximum of 95 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ for BM18. Vertical EC gradients were below 30 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ with maximum depth measurements (MDM; vertical distance between sampling point and moraine layer) of 0.7, <0.05 , <0.05 , 1.37 and 0.58 m, respectively.
2. The greatest EC (>500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, values close to the EC of local karst springs) were observed in TV1, TV4, C, TV8 and TV12. Consistently, these piezometers present the greatest vertical EC gradients of about 150 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ with low MDM (respectively, 0.075, <0.05 , 0.35, 0.39 and <0.05 m).

3. The other piezometers (TV9, 11 and 14) present different intermediate EC values ranging from 16 to 328 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ with a mean of 111 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ and EC gradients below 130 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$. MDM are low for TV9, TV11 and TV14 (<0.1 m) and greater for E (1.11 m).

From a temporal point of view, TV9, 11 and 14 present the greatest EC gradient change (standard deviation of 53.4, 37.2 and 49) while the standard deviation median for all piezometers EC gradients is 12.3. In particular, in the deepest part of TV9, EC reached 318 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ in the 22/03/2016 whereas it did not exceed 69 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ in May, July and August. A contrasted pattern was observed for TV11 with a slight and continuous EC increase at its bottom from March to August (130, 114, 168 and 328 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

Modelling a diffusive solute transfer (Equation 3) may allow assessing recharge–discharge processes on the basis of the Crank's (1975) diffusion model. Assuming that the cation exchange capacity remains limited for long-term processes due to saturated exchange sites, concentrations below modelled values imply an advective component in the solute transport. We applied this model for a 3-m-thick peat layer with various steady-state time lapses (from 1000 to 7000 years) in agreement with ^{14}C ages from previous studies which found 910 ± 30 years before present (BP) at 2.1 m depth in the southern part of the bog (Goubet, 2016) and 3755 ± 35 and 5665 ± 35 years BP for peat at 2.15 and 3.2 m depth in the woody/raised surrounding areas to the west of the bog (Gauthier et al., 2019). Despite these uncertainties, the diffusion model highlights that most of the Ca profiles do not match with purely diffusive transfer of Ca in an immobile catotelmic pore water (Figure 7) and that advective solute transport is required to explain the observed profiles (Fraser et al., 2001).

5 | DISCUSSION

5.1 | Restoration highlights lateral connectivity with surrounding raised peatlands

The impact of restoration on WTD was much stronger in the SW part of the bog, which is consistent with the apparition of a flooded area at the junction of the cofferdam and a backfilled drain (Figures 1 and 4). Similarly to other sites (D'Acunha et al., 2018; Holden et al., 2011; Ketcheson & Price, 2011), the restoration effect shows a distance gradient with a decreasing WTD rise to the NE. The observed WTD rise could be consistent with (1) the increase of the watershed surface that increased water volume stored in previously drained peat layers and (2) a greater water storage capacity of peat resulting from so-called 'bog breathing' (e.g., Howie & Hebda, 2018) discussed below and/or accumulation of a new mosses layer. The increase of the watershed reported by Magnon and Grosvernier (2015; Figure 2) corresponds to a new supply area of about 8 ha. This lateral connectivity favoured by watershed increase could be related to the commonly observed anisotropy of the hydraulic conductivity (K) in peatlands (Fraser et al., 2001; Levison et al., 2014). Beckwith et al. (2003) found

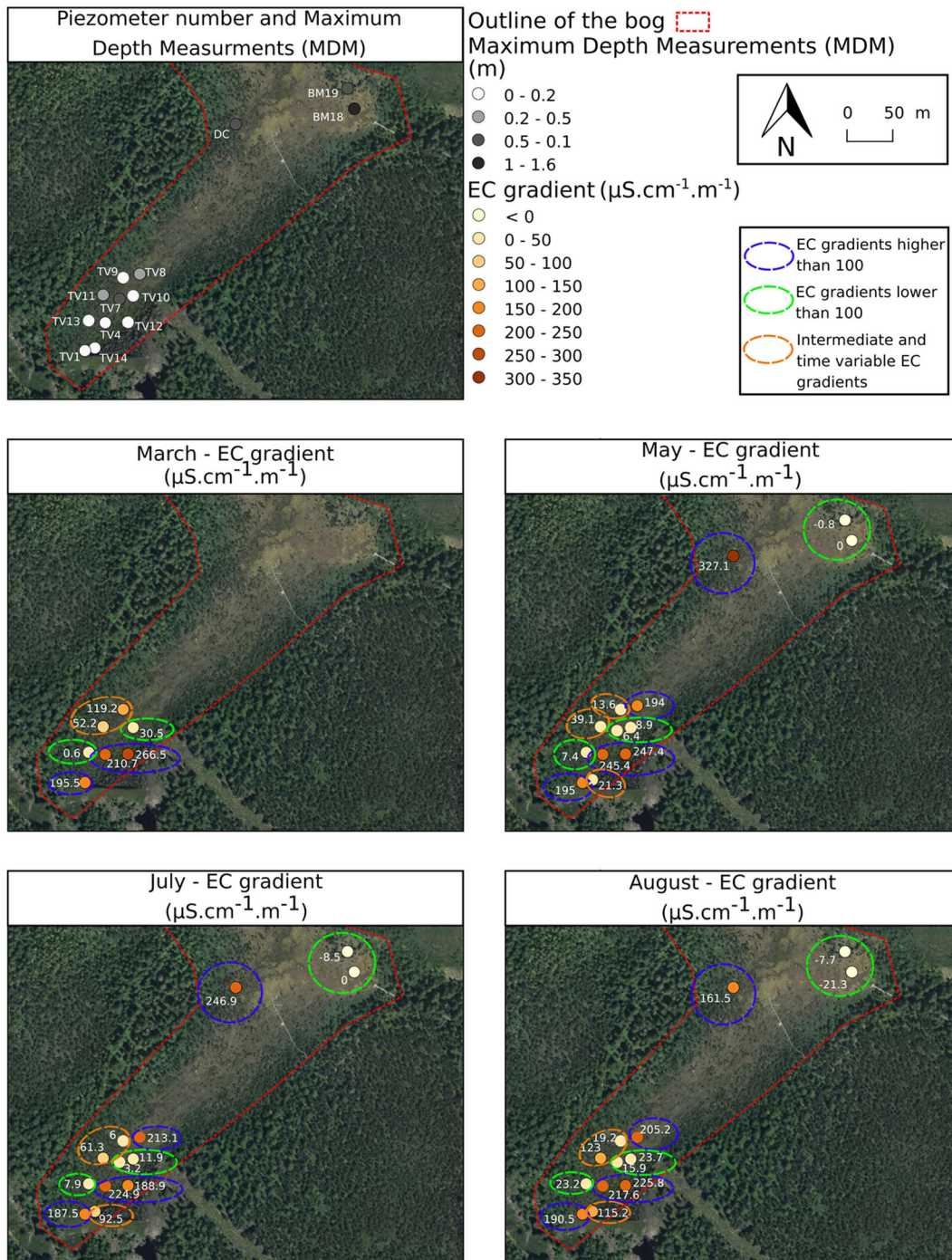


FIGURE 6 Piezometers EC gradient map for March, May, July and August 2016. Maximum depth measurements (MDM) correspond to the vertical distance between piezometer and underlying moraine cover

in a laboratory study that $K_{\text{horizontal}}$ was 78% greater than K_{vertical} , with a mean anisotropy $K_{\text{H}}/K_{\text{V}}$ of 3.5.

Due to the observed rapid WTD rise, it is likely that the first (short-term) consequence of restoration was drowning of previously emerged peatland. This additional water could then have had three different fates: (1) it could have been evaporated, because a higher WTD would favour evapotranspiration despite the swelling of peat, which may partly compensate this trend. (2) The additional water

volume may lead to higher outlet discharge or (3) infiltrate towards the underlying karst aquifer.

'Bog breathing' corresponds to peat shrinking and swelling in relation to WTD changes (Howie & Hebda, 2018), resulting in fluctuating water storage capacities and bulk peat densities. Increasing water storage capacity should lead to decreasing outlet discharge for a watershed of constant size. However, at the Forbonnet bog, greater discharge rates were observed after restoration for similar

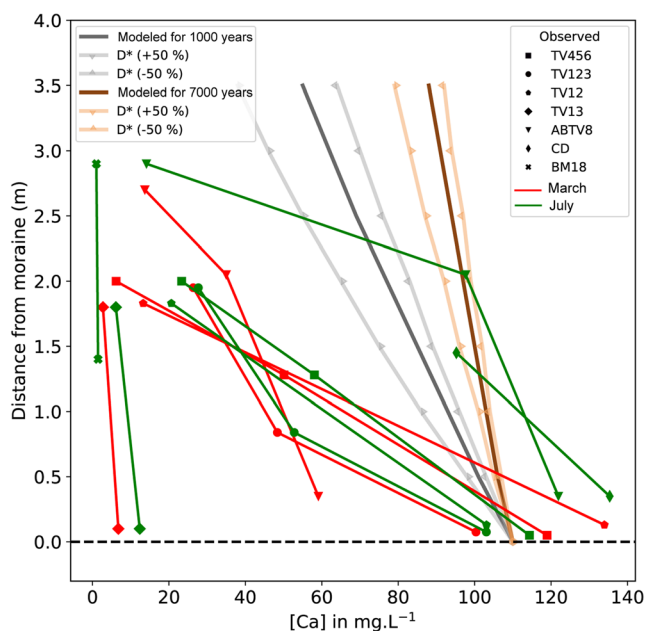


FIGURE 7 Comparison of modelled and observed Ca concentrations in catotelmic peat with distance from moraine. The modelled concentrations are based on pure solute transfer of Ca from the moraine. The observed values decrease much faster with distance than the calculated values, suggesting the presence of an advective transport

precipitation events (Figure 3), which is opposite to what has been observed for ‘bog breathing’ elsewhere (Ballard et al., 2012; Wilson et al., 2010). Considering that restoration added 8 ha to the watershed, it is possible that the greater impluvium completely overprinted a possible bog breathing effect. In fact, previous studies have shown that bog breathing could lift up the peat surface from about 1.5 (Morton & Heinemeyer, 2019) to 20 cm and take several years especially in drained bogs (Howie & Hebda, 2018). Accumulation of new mosses could reach 20 cm, but 10 years after restoration (McCarter & Price, 2013), or 11 cm 20 years after restoration (Ahmad et al., 2020). All these arguments suggest that increase of peat capacity storage (bog breathing and/or accumulation of new mosses), although being a potentially significant mechanism, could remain limited at the current stage in comparison to rapid storage increase due to watershed enlargement.

In contrast, our observations are in accordance with studies illustrating that a water level closer to the surface favours water transfer to the outlet (Bernard-Jannin et al., 2018) by connecting microtopographic heterogeneities such as pool-ridge systems (Oosterwoud et al., 2017). This raises the necessity to address possible WTD threshold effects, especially during superficial flooding as discussed in Section 5.2.

5.2 | Superficial acrotelmic horizontal transfers

Consistently, and considering there is no evidence for a significant storage capacity increase after restoration, the complex daily

relationship between Q and WTD variations (Figure 4) implies the existence of complex seasonal mechanism which could be located in the upper part of the peat column, that is, hydraulically corresponding to the acrotelm. At the whole ecosystem scale, this compartment is recognized to favour (1) superficial horizontal flows in particular during stormflow in wet periods (Holden & Burt, 2003); (2) a high water storage capacity after desaturation, due to greater porosity in this layer (Boelter, 1965; Oosterwoud et al., 2017); and (3) therefore control the complex discharge behaviour depending on preceding hydrological conditions (Wilson et al., 2010). For the Forbonnet bog, Bertrand et al. (2021) identified a threshold depth of -19 cm near the central part of the bog consistent with the acrotelm/catotelm boundary and provides an estimation of the upper reservoir dimension.

5.3 | Diffusive-advective processes between three compartments of the peat column

From a vertical point of view, the pressure gradient reversals observed after restoration in the panpipe piezometers near the restored dam ($H_{TV2} > H_{TV1}$ and $H_{TV2} > H_{TV3}$) suggest that restoration had preferentially reactivated lateral inflows at intermediate depth and that the intermediate layer (TV2) potentially irrigates the overlying and underlying peat layers. However, this piezometric head reversal is not observed for the second panpipe system further downstream (TV4/5/6). This suggests a possible equilibration of the vertical piezometric head gradients by upward and downward fluxes along the general flow path thanks to hydraulic connectivity between peat layers.

Therefore, our results illustrate that backfilling of drains during peatland restoration not only enhances the lateral hydraulic continuity between surrounding raised bogs and less mature peatland but locally also introduces vertical water fluxes across at least three peat layers. This contrasts with the common diplotelmic model, relevant at the ecosystem scale (Section 4.1), that describes peatlands as a two-compartment ecosystems with poorly interconnected acrotelm and catotelm layers due to contrasted physical characteristics (Boelter, 1965; Ingram, 1978).

Consistently, the vertical physico-chemical variability also enables to describe three water compartments in the peat profile: (1) a low mineralized water compartment of the uppermost ombrogenic reservoir and corresponding to the hydrologically reactive acrotelm described previously; (2) a minerotrophic compartment near the substratum; and (3) a transitional compartment with moderately mineralized water (Group 3). The analytical modelling of vertical diffusive cation transfer (Figure 7, Section 4.3) argues for the existence of advective transport (horizontal and/or vertical) between these compartments. Rapid EC gradient changes observed in 2016 for the TV9, 11, 12, 14 and DC piezometers (standard deviation $> 33 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$; Section 4.3; Figure 6) and a strong concentration change observed for Ca between March and July in piezometers A and B (Figure 7) are similarly consistent with advective upward fluxes from the basement. Siegel et al. (1995) suggested that even with low permeabilities for the deeper peat layers, a macro scale

porosity could locally favour advective transfers. Upward and downward transfers between groundwater and peat columns, with rapid (10-day scale; Fraser et al., 2001) or slower (several years; Siegel & Glaser, 1987) dynamics, have already been identified in other peatland ecosystems and lead to questions about possible interactions with the underlying karst aquifer as discussed in the following.

5.4 | Interactions with the regional karst aquifer

Dilution and concentration effects are common in aquifers due to the variability of rainfall and evapotranspiration (Caetano Bicalho et al., 2012; Jenkins, 1989; Wang et al., 2020). In the Jura Mountains, the lack of precipitation during summer and autumn 2018 was historical (Le Barbu et al., 2019), leading to a continuous increase of EC at the bog outlet (Figure 3). Evapotranspiration alone cannot explain the consecutive EC peaks at the outlet nor the very high EC values of 400–500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ in bog pore waters. For instance, to shift from 100 to 400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ only by evapotranspiration, it would be necessary to evaporate 3/4 of the bogs water volume. However, high EC values are consistent with water inputs from the morainic and calcareous basement which are lithologies featuring mineralized pore waters

(Drexler et al., 1999; Griffiths & Sebestyen, 2016; Siegel et al., 1995; Siegel & Glaser, 1987; Steinmann & Shoty, 1997). Considering advective processes delineated in Section 5.3, water–rock interaction of vertically or laterally fed water could explain these observations.

At the outlet, although summer (June to October) P-PET seems to slightly (although not significantly, $R^2 = 0.14$, p -value = 0.472; Figure 8b) induce a dilution of the summer outflow mineralization, it is rather the previous winter (November to May) P-PET which is correlated to summer EC ($R^2 = 0.91$, p -value = 0.003; Figure 8a). Although summer rainfall remain the major driver of summer discharge ($R^2 = 0.76$, p -value = 0.024; Figure 8c,d), seasonal groundwater contribution is higher in summer ($28\% \pm 8\%$) than in winter (17.1%), similarly to values observed by Santoni et al. (2021) in a groundwater-dependent peatland. These elements argue for a mineralized pool of water renewed and stored in the peatland in winter and then transferred to the outlet in summer.

Although the hydrogeological context is favourable and statistical clues argue for these interactions, seasonal change of head pressure gradient as observed elsewhere (Glaser et al., 1997) is not obvious from the WTD evolutions observed in the panpipe piezometers (TV1/2/3 and 4/5/6; Figure 4). They rather argue for concurrent head pressure changes in the three peat layers throughout the hydrological

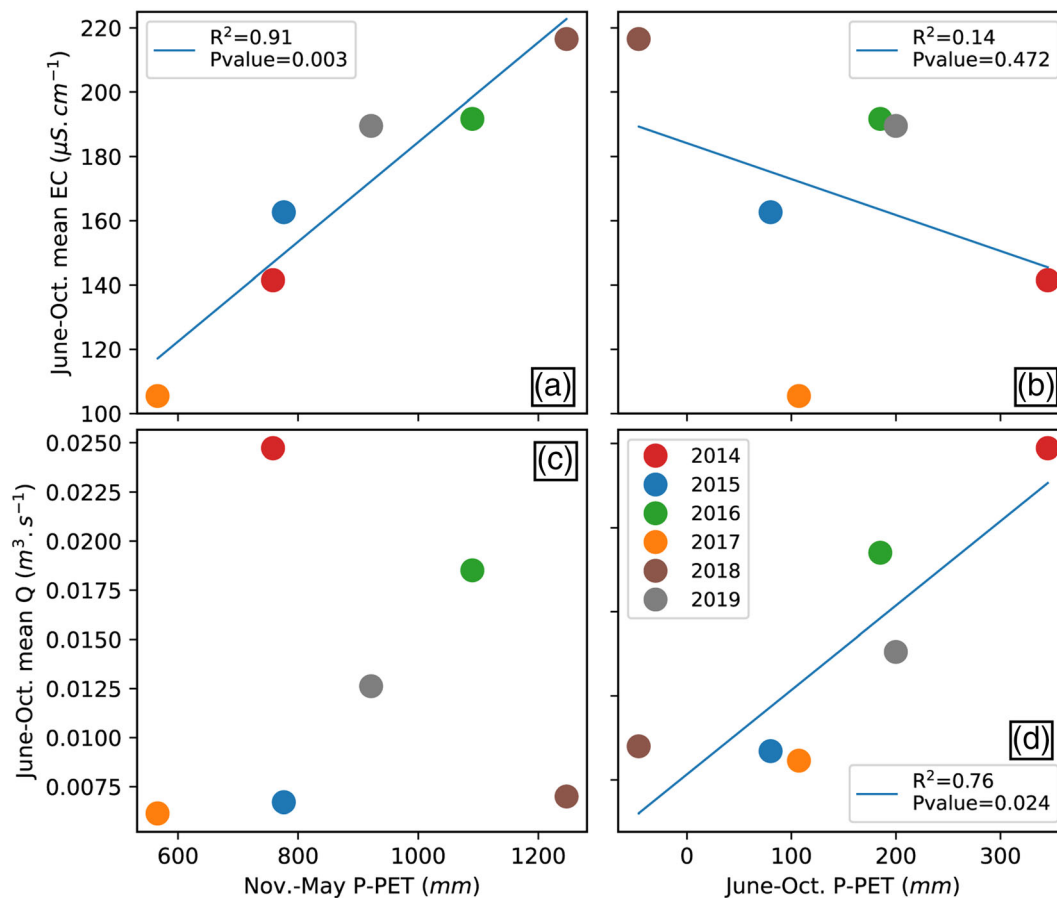


FIGURE 8 (a) Summer (June to October) mean electrical conductivity (EC) function of winter (November to May) recharge (P-PET); (b) summer mean EC function of summer recharge; (c) summer discharge function of winter recharge; and (d) summer discharge function of summer recharge

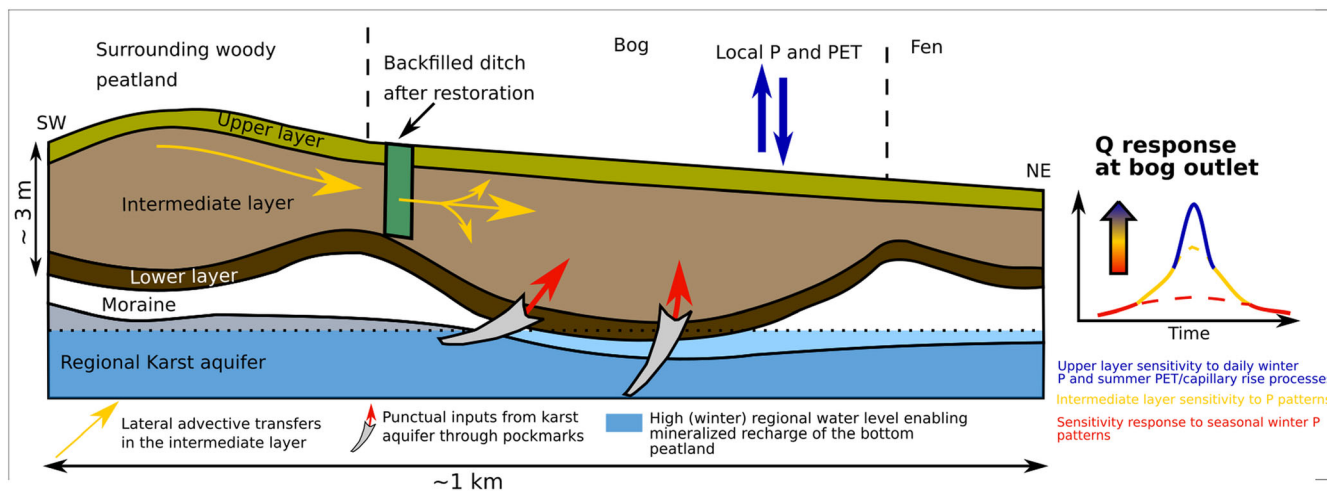


FIGURE 9 Conceptual scheme of the nested hydrological system of the Forbonnet bog

year. This apparent contradiction is however consistent with the mosaic-like hydroecological organization of peatlands as suggested by Baird et al. (2016) and also illustrated by the spatio-temporal variability of the EC profiles. Groundwater inflow could be punctual through pockmarks (Reusch et al., 2015) that could explain the contrast between geochemical and head measurement observations. Such pockmarks between surface water bodies and underlying karst aquifers are known for the Bouverans lake located only 1.8 km east of the Forbonnet bog (Bichet et al., 2014). Moreover, at the peat basement, while glacial deposits low permeability favour water accumulation as a prerequisite for peat accumulation, this feature does not preclude vertical water flows between regional bedrock and peatland ecosystems as it is identified by Kværner and Snilsberg (2011).

Different areas might therefore be dominated by specific flows depending on the season: (1) downward flows from the surface by rainwater infiltration, (2) upward flows from the substratum by groundwater inputs and (3) lateral drainage flows from surrounding area near the bog's edges. But at the scale of the ecosystem, the relative contributions of these flows vary according to the general hydrological state of the area. This mosaic-like organization of interactions with the regional aquifer, lateral flows and vertical inputs agrees with the hot/cold spot concept developed by Morris et al. (2011), corresponding respectively to spots of rapid or slow water transfers. Our study illustrates this concept by extrapolating the model at the hydrological (surrounding raised peatland) and hydrogeological (regional karstic aquifer) scales and highlights the need to account for these scales in a management perspective (Kværner & Snilsberg, 2011).

6 | CONCLUSION

By combining the evaluation of restoration effects, long-term outlet discharge/conductivity monitoring and vertical pore water profiles, it was possible to establish a nested conceptual model for the

hydrological functioning of the Forbonnet bog which is entirely integrated in the local/regional hydro-geomorphological context (Figure 9). Along the vertical axis, three peat layers were identified based on EC and WTD profiles. Each of them is potentially linked to a major source of water: the upper layer supplied by rainfall, the deeper by groundwater and the intermediate by an advectively controlled vertical mixture between these two end-members and by lateral seepage from surrounding raised bogs, which constitute powerful hydraulic buffer zones as already observed elsewhere (Howie & Meerveld, 2011). This also illustrates that peatland ecohydrological models may benefit from restoration programme analysis and that managers/researcher need to consider different scales in studying hydrological responses due to restoration or meteorological changes.

Therefore, while this study shows that at the ecosystem scale the diplotemic model appears at the first insight hydrologically relevant at the ecosystem scale, at finer scale, spatio-temporal heterogeneities of water origins and water/solute transfers rather require a three-compartment model implying vertical meteoric inputs, local lateral flows and punctual regional upward supply. The proportion of these three nested scales of water supply change throughout the mosaic-like organization of the Forbonnet bog and impact the discharge quality and quantity from seasonal to inter-annual timescale.

Over the long term, such a nested model should therefore be useful to evaluate and predict further climate change impacts that are still difficult to model mechanistically in such mosaic-like ecosystems (Bertrand et al., 2021). The predicted increase of winter precipitation in northern midlatitudes (Brulebois et al., 2015; Shulka et al., 2019) could further imply a greater proportion of delayed regional groundwater in the coming decades, especially during vegetation development in summer. Conversely, temperature increase at middle latitude/altitude mountains like Jura Mountains could impact the dynamics of this contribution by limiting temporal water storage in snowpack (Meeks et al., 2017).

At the ecosystem scale, stronger overflow could take place in winter due to higher precipitations and lateral flows from the

surrounding peatlands. Actually, 2 years after restoration, there is no evidence for an increasing peat capacity storage. In this perspective, more time is needed to assess both a regeneration of bog breathing and the formation of new mosses layers that could increase water storage and limit overflow in winter or buffer the impact of drought events which are predicted to increase (Howie & Hebda, 2018; Shulka et al., 2019).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors warmly thank the managers of the Regional Natural Reserve of Frasne-Bouverans for allowing access to the site. This study is part of the CRITICAL PEAT project funded by the Bourgogne Franche-Comté Region (Accueil de Nouvelle Equipe de Recherche Agreement n°2019-Y09069) and is supported by the OSU THETA of the Bourgogne Franche-Comté University, the SNO Tourbières (<https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>) and the French Network of Critical Zone Observatories (OZCAR) Network (<https://www.ozcar-ri.org/fr/ozcar-observatoires-de-la-zone-critique-applications-et-recherche/>). The SNO Tourbières observing system was set up thanks to an incentive funding of the French Ministry of Research that allowed pooling together various pre-existing small-scale observation set-ups. The continuity of the field monitoring was made possible by a continuous CNRS-INSU funding since 2008. A. Lhosmot benefits from a Ph.D. fellowship of the French Ministry of Research. The authors would like to thank Ch. Loup, N. Crini and C. Amiot from the PEA²T analytical platform of the Chrono-Environnement laboratory for chemical analyses. M. Nourdin, V. Bichet and P. Grosvernier are also thanked for their contributions. Finally, the authors thank the two anonymous reviewers that strongly helped to improve the quality of this work.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The meteorological data (P , T) that support the findings of this study are openly available in Toussaint et al. (2020b) at <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>. Central bog piezometer data (SoDry and SoWet, Figure 4) are openly available in Toussaint et al. (2020a) at <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763766>. These data were derived from the following resources available in the public area: <https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>. Peat pore water geochemical profiles (Figure 6; pH, EC and depth of measurement) are available in the supporting information of this article. Other piezometric data (Figure 5), outlet monitoring (Figures 3 and 8) and calcium concentration data (Figure 7) are available on request to the corresponding author.

ORCID

Alexandre Lhosmot  <https://orcid.org/0000-0003-1125-8405>

REFERENCES

- Ahmad, S., Liu, H., Günther, A., Couwenberg, J., & Lennartz, B. (2020). Long-term rewetting of degraded peatlands restores hydrological buffer function. *Science of the Total Environment*, 749, 141571. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141571>
- Baird, A. J., Milner, A. M., Blundell, A., Swindles, G. T., & Morris, P. J. (2016). Microform-scale variations in peatland permeability and their ecohydrological implications. *Journal of Ecology*, 104, 531–544. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12530>
- Ballard, C. E., McIntyre, N., & Wheatler, H. S. (2012). Effects of peatland drainage management on peak flows. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 2299–2310. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2299-2012>
- Beckwith, C. W., Baird, A. J., & Heathwaite, A. L. (2003). Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: Laboratory measurements. *Hydrological Processes*, 17, 89–101. <https://doi.org/10.1002/hyp.1116>
- Bernard-Jannin, L., Binet, S., Gogo, S., Leroy, F., Défarge, C., Jozja, N., Zocattelli, R., Perdereau, L., & Laggoun-Défarge, F. (2018). Hydrological control of dissolved organic carbon dynamics in a rehabilitated *Sphagnum*-dominated peatland: A water-table based modelling approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 4907–4920. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4907-2018>
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Laj, P., Rangognio, J., & Chazot, G. (2008). Rainfall chemistry: Long range transport versus below cloud scavenging. A two-year study at an inland station (Opme, France). *Journal of Atmospheric Chemistry*, 60, 253–271. <https://doi.org/10.1007/s10874-009-9120-y>
- Bertrand, G., Goldscheider, N., Gobat, J.-M., & Hunkeler, D. (2012). Review: From multi-scale conceptualization to a classification system for inland groundwater-dependent ecosystems. *Hydrogeology Journal*, 20, 5–25. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0791-5>
- Bertrand, G., Ponçot, A., Pohl, B., Lhosmot, A., Steinmann, M., Johannet, A., Pinel, S., Caldillac, H., Artigue, G., Binet, P., Bertrand, C., Collin, L., Magnon, G., Gilbert, D., Laggoun-Defarge, F., & Toussaint, M.-L. (2021). Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasne peatland (Jura Mountains, France). *Science of the Total Environment*, 754, 141931. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>
- Bichet, V., Campy, M., Cordier, S., & Riot, G. (2014). Inventaire Régional Patrimoine Géologique de Franche-Comté.
- Blodau, C., & Moore, T. R. (2003). Experimental response of peatland carbon dynamics to a water table fluctuation. *Aquatic Sciences - Research Across Boundaries*, 65, 47–62. <https://doi.org/10.1007/s000270300004>
- Boelter, D. H. (1965). Important physical properties of peat materials. Presented at the Proceedings, 3rd International Peat Congress, Quebec City, pp. 150–156.
- Bonn, A., Reed, M. S., Evans, C. D., Joosten, H., Bain, C., Farmer, J., Emmer, I., Couwenberg, J., Moxey, A., Artz, R., Tanneberger, F., von Unger, M., Smyth, M.-A., & Birnie, D. (2014). Investing in nature: Developing ecosystem service markets for peatland restoration. *Ecosystem Services*, 9, 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2014.06.011>
- Bortoluzzi, E., Epron, D., Siegenthaler, A., Gilbert, D., & Buttler, A. (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of regeneration. *The New Phytologist*, 172, 708–718. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2006.01859.x>
- Bourgault, M.-A., Larocque, M., & Garneau, M. (2019). How do hydrogeological setting and meteorological conditions influence water table depth and fluctuations in ombrotrophic peatlands? *Journal of Hydrology* X, 4, 100032. <https://doi.org/10.1016/j.jhydroa.2019.100032>
- Brulebois, E., Castel, T., Richard, Y., Chateau-Smith, C., & Amiotte-Suchet, P. (2015). Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88. *Journal of Hydrology*, 531, 892–901. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.026>
- Caetano Bicalho, C., Batiot-Guilhe, C., Seidel, J. L., Van Exter, S., & Jourde, H. (2012). Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of*

- Hydrology*, 450–451, 206–218. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.059>
- Calvar, E., Moncorge, S., Bettinelli, L., Duret, P., & Magnon, G. (2018). Program LIFE+ “Bogs of the Jura”: 60 bogs to restore in six years. In *Inventory, value and restoration of peatlands and mires: Recent contributions* (pp. P108–P133). Hazi Foundation.
- Camporese, M., Ferraris, S., Putti, M., Salandin, P., & Teatini, P. (2006). Hydrological modeling in swelling/shrinking peat soils: Modeling in swelling/shrinking peat soils. *Water Resources Research*, 42, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2005WR004495>
- Campy, M. (1982). *Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique*. (Thèse). Université de Franche-Comté.
- Collin, L. (2016). *Établissement d'un modèle conceptuel du fonctionnement hydro-écologique de la tourbière de Frasne (Master degree, internship report)*. Université de Franche-Comté - Communauté de communes du plateau de Frasne et du Val du Drugeon.
- Crank, J. (1975). *The mathematics of diffusion* (2nd ed.). Clarendon Press. [Eng]
- D'Acunha, B., Lee, S.-C., & Johnson, M. S. (2018). Ecohydrological responses to rewetting of a highly impacted raised bog ecosystem. *Ecohydrology*, 11, e1922. <https://doi.org/10.1002/eco.1922>
- Daniels, S. M., Agnew, C. T., Allott, T. E. H., & Evans, M. G. (2008). Water table variability and runoff generation in an eroded peatland, South Pennines, UK. *Journal of Hydrology*, 361, 214–226. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.042>
- de Moel, P. J., van der Helm, A. W. C., van Rijn, M., van Dijk, J. C., & van der Meer, W. G. J. (2013). Assessment of calculation methods for calcium carbonate saturation in drinking water for DIN 38404-10 compliance. *Drinking Water Engineering and Science*, 6, 115–124. <https://doi.org/10.5194/dwes-6-115-2013>
- Drexler, J. Z., Bedford, B. L., DeGaetano, A. T., & Siegel, D. I. (1999). Quantification of the water budget and nutrient loading in a small peatland. *Journal of the American Water Resources Association*, 35, 753–769. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb04172.x>
- Drexler, J. Z., Bedford, B. L., Scognamiglio, R., & Siegel, D. I. (1999). Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland. *Hydrological Processes*, 13, 19. [https://doi-org.inec.bib.cnrs.fr/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990630\)13:9<1341::AID-HYP810>3.0.CO;2-5](https://doi-org.inec.bib.cnrs.fr/10.1002/(SICI)1099-1085(19990630)13:9<1341::AID-HYP810>3.0.CO;2-5)
- Duraffourg, M., & Palacio, P. (1981). *Etude géologique, géophysique, géotechnique et hydrologique du synclinal de Frasne-Bonnevaux (Doubs)* (Thèse). Université de Franche-Comté.
- FAO. (2020). *Peatlands mapping and monitoring*. FAO. <https://doi.org/10.4060/ca8200en>
- Ferlatte, M., Quillet, A., Larocque, M., Cloutier, V., Pellerin, S., & Paniconi, C. (2015). Aquifer-peatland connectivity in southern Quebec (Canada): Aquifer-peatland connectivity in Southern Quebec (Canada). *Hydrological Processes*, 29, 2600–2612. <https://doi.org/10.1002/hyp.10390>
- Francez, A.-J., Pinay, G., Josselin, N., & Williams, B. L. (2011). Denitrification triggered by nitrogen addition in *Sphagnum magellanicum* peat. *Biogeochemistry*, 106, 435–441. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9523-5>
- Fraser, C. J. D., Roulet, N. T., & La, M. (2001). Groundwater flow patterns in a large peatland. *Journal of Hydrology*, 246, 142–154. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00362-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00362-6)
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall.
- Gao, X., & Giorgi, F. (2008). Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Global and Planetary Change*, 62, 195–209. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.02.002>
- Gauthier, E., Jassey, V. E. J., Mitchell, E. A. D., Lamentowicz, M., Payne, R., Delarue, F., Laggoun-Defarge, F., Gilbert, D., & Richard, H. (2019). From climatic to anthropogenic drivers: A multi-proxy reconstruction of vegetation and peatland development in the French Jura Mountains. *Quaternary*, 2, 38. <https://doi.org/10.3390/quat2040038>
- Glaser, P. H., Siegel, D. I., Romanowicz, E. A., & Shen, Y. P. (1997). Regional linkages between raised bogs and the climate, groundwater, and landscape of north-western Minnesota. *Journal of Ecology*, 85, 3. <https://doi.org/10.2307/2960623>
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1, 182–195. <https://doi.org/10.2307/1941811>
- Goubet, P. (2016). *Résultat d'analyse par le radiocarbone*. Centre de Datation par le Radiocarbone.
- Griffiths, N. A., & Sebestyen, S. D. (2016). Dynamic vertical profiles of peat porewater chemistry in a northern peatland. *Wetlands*, 36, 1119–1130. <https://doi.org/10.1007/s13157-016-0829-5>
- Hare, D. K., Boutt, D. F., Clement, W. P., Hatch, C. E., Davenport, G., & Hackman, A. (2017). Hydrogeological controls on spatial patterns of groundwater discharge in peatlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 6031–6048. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6031-2017>
- Hart, P. W., Colson, G. W., & Burris, J. (2011). Application of carbon dioxide to reduce water-side lime scale in heat exchangers. *Journal of Science & Technology for Forest Products and Processes*, 1, 5.
- Holden, J., & Burt, T. P. (2003). Hydrological studies on blanket peat: The significance of the acrotelm-catotelm model. *Journal of Ecology*, 91, 86–102. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2003.00748.x>
- Holden, J., Wallage, Z. E., Lane, S. N., & McDonald, A. T. (2011). Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*, 402, 103–114. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.010>
- Howie, S. A., & Hebda, R. J. (2018). Bog surface oscillation (mire breathing): A useful measure in raised bog restoration. *Hydrological Processes*, 32, 1518–1530. <https://doi.org/10.1002/hyp.11622>
- Howie, S. A., & Meerveld, I. T. (2011). The essential role of the lag in raised bog function and restoration: A review. *Wetlands*, 31, 613–622. <https://doi.org/10.1007/s13157-011-0168-5>
- Humpenöder, F., Karstens, K., Lotze-Campen, H., Leifeld, J., Menichetti, L., Barthelmes, A., & Popp, A. (2020). Peatland protection and restoration are key for climate change mitigation. *Environmental Research Letters*, 15, 104093. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae2a>
- IGN. (2018). Aerial photography. <https://geoservices.ign.fr/>
- Ingram, H. A. P. (1978). Soil layers in mires: Function and terminology. *Journal of Soil Science*, 29, 224–227. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1978.tb02053.x>
- Järveoja, J., Peichl, M., Maddison, M., Soosaar, K., Vellak, K., Karofeld, E., Teemusk, A., & Mander, Ü. (2016). Impact of water table level on annual carbon and greenhouse gas balances of a restored peat extraction area. *Biogeosciences*, 13, 2637–2651. <https://doi.org/10.5194/bg-13-2637-2016>
- Jassey, V. E. J., Reczuga, M. K., Zielińska, M., Stowińska, S., Robroek, B. J. M., Mariotte, P., Seppey, C. V. W., Lara, E., Barabach, J., Stowiński, M., Bragazza, L., Chojnicki, B. H., Lamentowicz, M., Mitchell, E. A. D., & Buttler, A. (2018). Tipping point in plant-fungal interactions under severe drought causes abrupt rise in peatland ecosystem respiration. *Global Change Biology*, 24, 972–986. <https://doi.org/10.1111/gcb.13928>
- Jenkins, A. (1989). Storm period hydrochemical response in an unforested Scottish catchment. *Hydrological Sciences Journal*, 34, 393–404. <https://doi.org/10.1080/02626668909491347>
- Joosten, H. (2015). *Peatlands, climate change mitigation and biodiversity conservation*. Nordic Council of Ministers. <https://doi.org/10.6027/ANP2015-727>
- Joosten, H., & Clarke, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands: Background and principles including a framework for decision-making*. International Mire Conservation Group/International Peat Society.
- Ketcheson, S. J., & Price, J. S. (2011). The impact of peatland restoration on the site hydrology of an abandoned block-cut bog. *Wetlands*, 31, 1263–1274. <https://doi.org/10.1007/s13157-011-0241-0>

- Kimmel, K., & Mander, Ü. (2010). Ecosystem services of peatlands: Implications for restoration. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 34, 491–514. <https://doi.org/10.1177/0309133310365595>
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J. J., Kupfersberger, H., Kværner, J., Muotka, T., Mykrä, H., Preda, E., Rossi, P., Uvo, C. B., Velasco, E., & Pulido-Velazquez, M. (2014). Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology*, 518, 250–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>
- Kværner, J., & Snilsberg, P. (2011). Groundwater hydrology of boreal peatlands above a bedrock tunnel—Drainage impacts and surface water groundwater interactions. *Journal of Hydrology*, 403, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.006>
- Laggoun-Défarge, F., Gilbert, D., Buttler, A., Epron, D., Francez, A.-J., Grasset, L., Guimbaud, C., Mitchell, E., & Roy, J.-C. (2008). *Effects of experimental warming on carbon sink function of a temperate pristine mire: The project PEATWARM*. Wise Use – Future Peatl.
- Le Barbu, E., Philippe, M., & Cadet, Y. (2019). Sécheresse 2018 dans le Haut-Doubs: du jamais vu depuis 1906. Presented at the Colloque UNESCO-SHF: “Sécheresses 2019, Paris 11–12 et 13 décembre 2019”, p. 8.
- Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S., & Ouellet, M. A. (2014). Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change: Dynamics of a headwater system and peatland. *Hydrological Processes*, 28, 4808–4822. <https://doi.org/10.1002/hyp.9978>
- Lucchese, M., Waddington, J. M., Poulin, M., Pouliot, R., Rochefort, L., & Strack, M. (2010). Organic matter accumulation in a restored peatland: Evaluating restoration success. *Ecological Engineering*, 36, 482–488. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2009.11.017>
- Magnon, G., & Grosvernier, P. (2015). Travaux de restauration fonctionnelle de la tourbière active de Frasne et du marais de Gû dans la réserve naturelle des tourbières de Frasne-Bouverans Rapport d'études synthétique.
- Martin, C., & Didon-Lescot, J.-F. (2007). Influence d'une tourbière de moyenne montagne sur les écoulements: le cas de la tourbière des Sagnes sur le Mont-Lozère. *Etudes de Géographie Physique*, XXXIV, 27–41. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00326645/en/>
- McCarter, C. P. R., & Price, J. S. (2013). The hydrology of the Bois-des-Bel bog peatland restoration: 10 years post-restoration. *Ecological Engineering*, 55, 73–81. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.02.003>
- Meeks, J., Moeck, C., Brunner, P., & Hunkeler, D. (2017). Infiltration under snow cover: Modeling approaches and predictive uncertainty. *Journal of Hydrology*, 546, 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.042>
- Menberu, M. W., Tahvanainen, T., Marttila, H., Irannezhad, M., Ronkanen, A.-K., Penttinen, J., & Kløve, B. (2016). Water-table-dependent hydrological changes following peatland forestry drainage and restoration: Analysis of restoration success: Anthropogenic disturbances and water-table-related hydrology. *Water Resources Research*, 52, 3742–3760. <https://doi.org/10.1002/2015WR018578>
- Moore, T. R., & Knowles, R. (1989). The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 69, 33–38. <https://doi.org/10.4141/cjss89-004>
- Morris, P. J., Waddington, J. M., Bencotter, B. W., & Turetsky, M. R. (2011). Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: Looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. *Ecohydrology*, 4, 1–11. <https://doi.org/10.1002/eco.191>
- Morton, P. A., & Heinemeyer, A. (2019). Bog breathing: The extent of peat shrinkage and expansion on blanket bogs in relation to water table, heather management and dominant vegetation and its implications for carbon stock assessments. *Wetlands Ecology and Management*, 27, 467–482. <https://doi.org/10.1007/s11273-019-09672-5>
- Nichols, J. E., & Peteet, D. M. (2019). Rapid expansion of northern peatlands and doubled estimate of carbon storage. *Nature Geoscience*, 12, 917–921. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0454-z>
- Oleszczuk, R., & Brandyk, T. (2008). The analysis of shrinkage-swelling behaviour of peat-moorsh soil aggregates during drying-wetting cycles. *Agronomy Research*, 6, 131–140.
- Oosterwoud, M., van der Ploeg, M., van der Schaaf, S., & van der Zee, S. (2017). Variation in hydrologic connectivity as a result of microtopography explained by discharge to catchment size relationship: Variation in hydrologic connectivity in an Estonian raised bog. *Hydrological Processes*, 31, 2683–2699. <https://doi.org/10.1002/hyp.11164>
- Page, S. E., & Baird, A. J. (2016). Peatlands and global change: Response and resilience. *Annual Review of Environment and Resources*, 41, 35–57. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085520>
- Paran, F., Ré-Bahuaud, J., & Graillet, D. (2017). Étude et compréhension du rôle hydrologique et hydrogéologique des zones humides de têtes de bassins dans le soutien d'étiage des cours d'eau - Recherche de références dans les contextes très contrastés du bassin du Rhône (No. Rapport phase 1). Zabr, AE-RMC, UMR 5600 EVS, Mines Saint-Etienne.
- Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silvius, M., & Stringer, L. (2008). *Assessment on peatlands, biodiversity and climate change: Main report*. Global Environment Centre, Kuala Lumpur & Wetlands International.
- Parry, L. E., Holden, J., & Chapman, P. J. (2014). Restoration of blanket peatlands. *Journal of Environmental Management*, 133, 193–205. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2013.11.033>
- Price, J. S., Heathwaite, A. L., & Baird, A. J. (2003). Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: An overview of management approaches. *Wetlands Ecology and Management*, 11, 65–83. <https://doi.org/10.1023/A:1022046409485>
- Quintas-Soriano, C., Brandt, J., Running, K., Baxter, C., Gibson, D., Narducci, J., & Castro, A. (2018). Social-ecological systems influence ecosystem service perception: A Programme on Ecosystem Change and Society (PECS) analysis. *Ecology and Society*, 23. <https://doi.org/10.5751/ES-10226-230303>
- Ramchunder, S. J., Brown, L. E., & Holden, J. (2012). Catchment-scale peatland restoration benefits stream ecosystem biodiversity: Peatland stream ecosystems. *Journal of Applied Ecology*, 49, 182–191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2011.02075.x>
- Ramsar Convention. (1971). <https://www.ramsar.org/>
- Reed, M. S., Bonn, A., Evans, C., Glenk, K., & Hansjürgens, B. (2014). Assessing and valuing peatland ecosystem services for sustainable management. *Ecosystem Services*, 9, 1–4. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2014.04.007>
- Reeve, A. S., Siegel, D. I., & Glaser, P. H. (2000). Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology*, 227, 207–217. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00183-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00183-3)
- Reusch, A., Loher, M., Bouffard, D., Moernaut, J., Hellmich, F., Anselmetti, F. S., Bernasconi, S. M., Hilbe, M., Kopf, A., Lilley, M. D., Meinecke, G., & Strasser, M. (2015). Giant lacustrine pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization: Giant lacustrine pockmarks. *Geophysical Research Letters*, 42, 3465–3473. <https://doi.org/10.1002/2015GL064179>
- Rosset, T., Gandois, L., Le Roux, G., Teisserenc, R., Durantéz Jimenez, P., Camboulive, T., & Binet, S. (2019). Peatland contribution to stream organic carbon exports from a montane watershed. *Journal of Geophysical Research*. *Biogeosciences*, 124, 3448–3464. <https://doi.org/10.1029/2019JG005142>
- Santoni, S., Garel, E., Gillon, M., Marc, V., Miller, J., Babic, M., Simler, R., Travi, Y., Leblanc, M., & Huneau, F. (2021). Assessing the hydrogeological resilience of a groundwater-dependent Mediterranean peatland: Impact of global change and role of water management strategies. *Science of the Total Environment*, 11, 144721. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144721>
- Shulka, P. R., Skea, J., Calvo Buendia, E., Masson-Delmotte, V., Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Slade, R., Connors, S., van Diemen, R., Ferrat, M., Haughey, E., Luz, S., Neogi, S., Pathak, M., Petzold, J.,

- Portugal Pereira, J., Vyas, P., Huntley, E., Kissick, K., Belkacemi, M., & Malley, J. (2019). IPCC, 2019: Summary for policymakers.
- Siegel, D. I., & Glaser, P. H. (1987). Groundwater flow in a bog-fen complex, lost river peatland, northern Minnesota. *Journal of Ecology*, 75, 743. <https://doi.org/10.2307/2260203>
- Siegel, D. I., Reeve, A. S., Glaser, P. H., & Romanowicz, E. A. (1995). Climate-driven flushing of pore water in peatlands. *Nature*, 374, 531–533. <https://doi.org/10.1038/374531a0>
- Sopreco. (2019). Aerial photography.
- Steinmann, P., & Shoty, W. (1997). Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chemical Geology*, 138, 25–53. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00171-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00171-4)
- Swenson, M. M., Regan, S., Bremmers, D. T. H., Lawless, J., Saunders, M., & Gill, L. W. (2019). Carbon balance of a restored and cutover raised bog: Implications for restoration and comparison to global trends. *Biogeosciences*, 16, 713–731. <https://doi.org/10.5194/bg-16-713-2019>
- The Council of the European communities. (1992). Council Directive 92/43/EEC. <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex:31992L0043>
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, A., Gilbert, D., Binet, P., Gogo, S., & Laggoun-Défarge, F. (2020a). Water table depth dataset collected at Frasné peatland (192 ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763766>
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, A., Gilbert, D., Binet, P., Jacotot, A., Gogo, S., & Laggoun-Defarge, F. (2020b). Soil-meteorological dataset collected at Frasné peatland (192 ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>
- Trenberth, K. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Turetsky, M. R., Benscoter, B., Page, S., Rein, G., van der Werf, G. R., & Watts, A. (2015). Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss. *Nature Geoscience*, 8, 11–14. <https://doi.org/10.1038/ngeo2325>
- Waddington, J. M., & Day, S. M. (2007). Methane emissions from a peatland following restoration: Methane and peatland restoration. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2007JG000400>
- Wang, F., Chen, H., Lian, J., Fu, Z., & Nie, Y. (2020). Hydrological response of karst stream to precipitation variation recognized through the quantitative separation of runoff components. *Science of the Total Environment*, 748, 142483. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142483>
- Wilson, L., Wilson, J., Holden, J., Johnstone, I., Armstrong, A., & Morris, M. (2010). Recovery of water tables in Welsh blanket bog after drain blocking: Discharge rates, time scales and the influence of local conditions. *Journal of Hydrology*, 391, 377–386. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.042>
- Xu, J., Morris, P. J., Liu, J., & Holden, J. (2018). PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena*, 160, 134–140. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.010>
- Zerbe, S., Steffenhagen, P., Parakenings, K., Timmermann, T., Frick, A., Gelbrecht, J., & Zak, D. (2013). Ecosystem service restoration after 10 years of rewetting peatlands in NE Germany. *Environmental Management*, 51, 1194–1209. <https://doi.org/10.1007/s00267-013-0048-2>

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information may be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

How to cite this article: Lhosmot, A., Collin, L., Magnon, G., Steinmann, M., Bertrand, C., Stefani, V., Toussaint, M.-L., & Bertrand, G. (2021). Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasné peatland, Jura Mountains, France. *Ecohydrology*, e2315. <https://doi.org/10.1002/eco.2315>

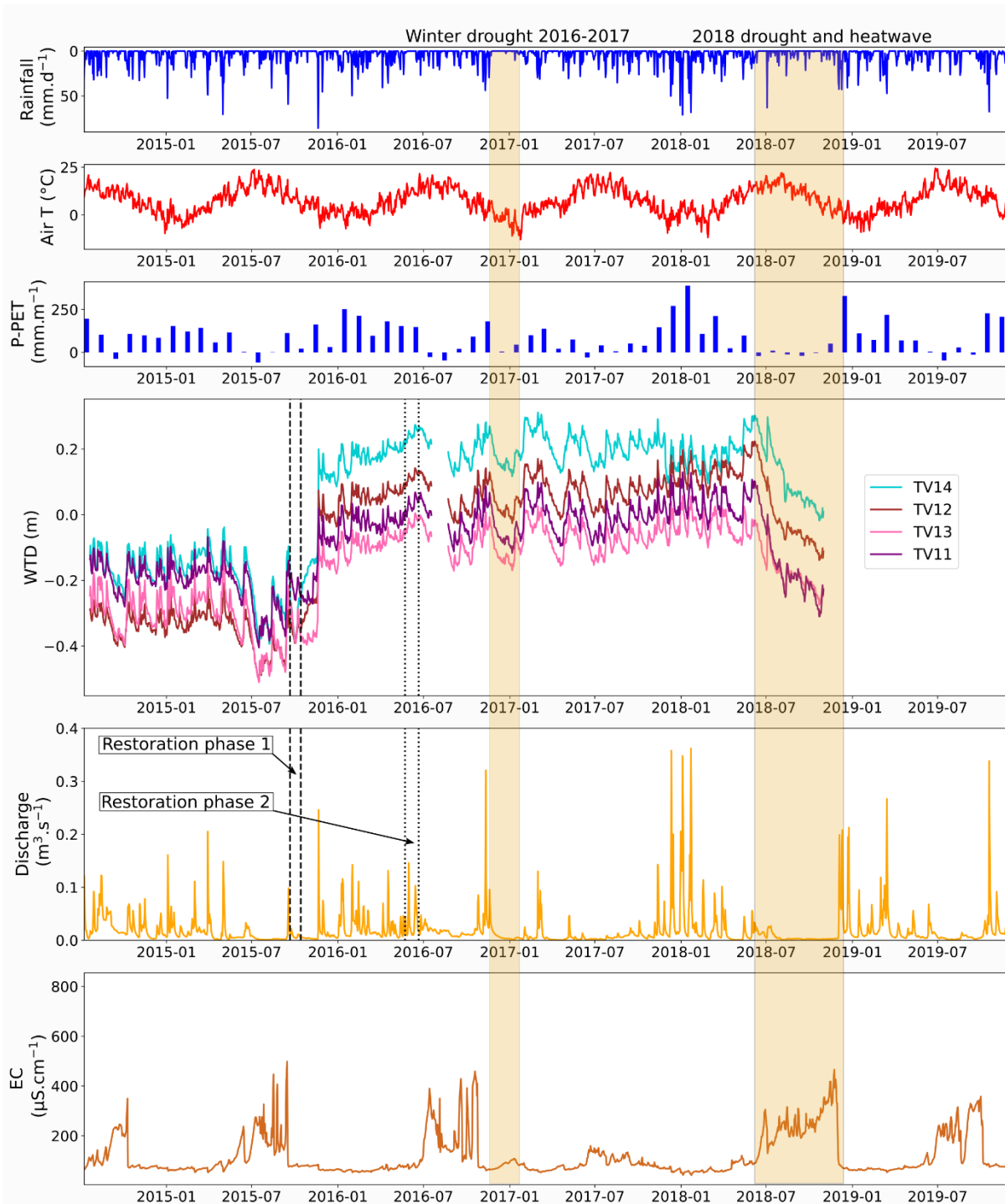


Figure 86 : [FIGURE 3 of the manuscript] Meteorological and hydrological data over the Forbonnet bog during the study period (2014–2018). Meteorological data are available in Toussaint et al. (2020a, 2020b). Piezometer data are provided by local site managers. Dashed line (from 21 September to 14 October 2015) and dot line (from 23 May to 21 June 2016) represent the two restoration phases.

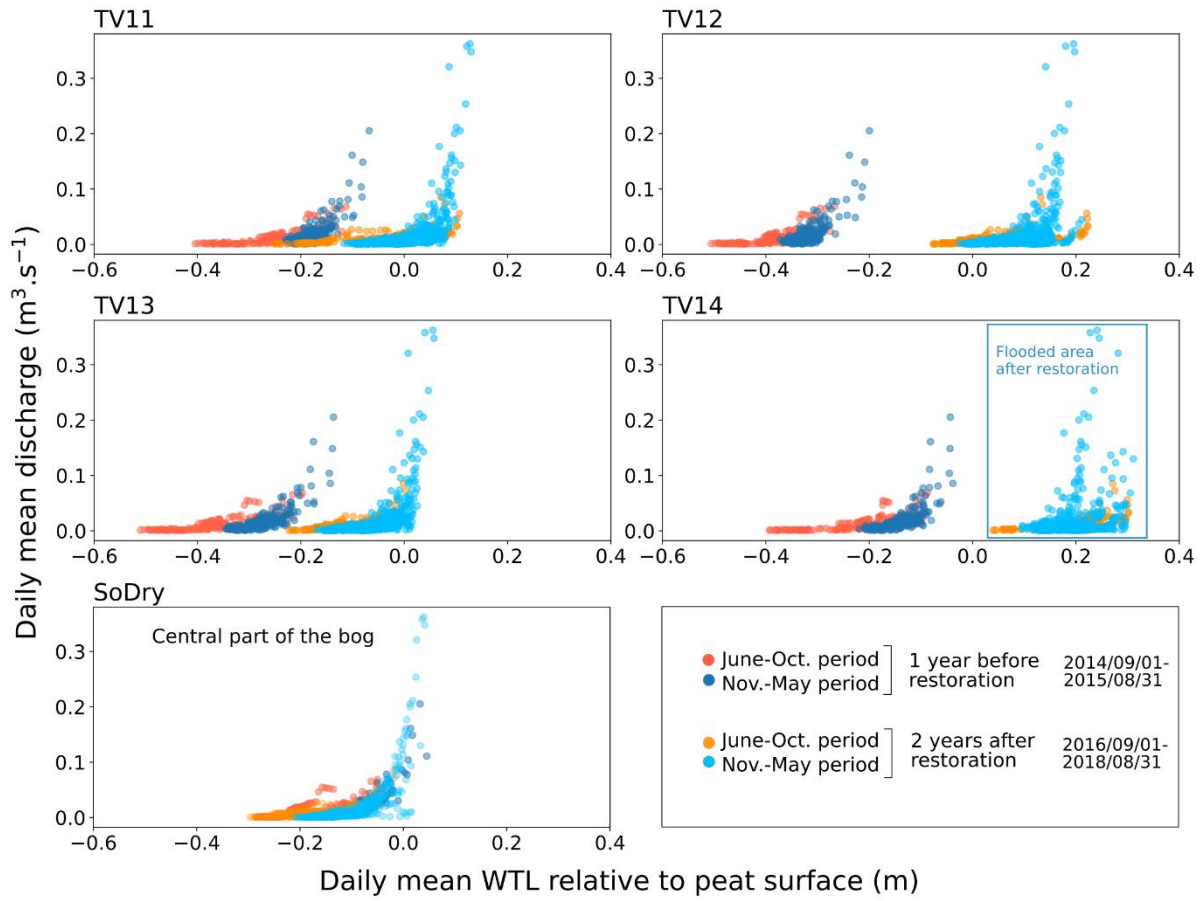


Figure 87 : [FIGURE 4 of the manuscript] Scatter plots showing daily mean discharge ($m^3 s^{-1}$) function of daily mean WTD (m). For each piezometer, colours highlight temporal period (before/after restoration and June to October/November to May periods).

2 Bilan hydrologique du bassin versant topographique de la tourbière du Forbonnet

Le modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière du Forbonnet suggère l'apport d'eau souterraine (moraines/karst) alimentant la tourbière. De tels apports nécessitent donc de considérer un bassin hydrogéologique plus grand que le bassin versant topographique (BV_{topo}). Pour étayer cette hypothèse et contraindre les flux d'eau entrant et sortant dans le système, le bilan hydrologique sur plusieurs années consécutives (2014-2020) a été calculé selon la méthode suivante :

Dans un premier temps, la variation du volume d'eau dans la tourbière est estimée d'après les données piézométriques au niveau de la tourbière active.

Dans un second temps, le bilan hydrologique, *i.e.* la différence entre les entrées et les sorties d'eau du système, est calculé à un pas de temps mensuel en considérant la surface du bassin versant topographique. Ainsi, le bilan hydrologique calculé n'est pas seulement représentatif de la tourbière active mais plus largement d'une zone qui intègre une partie du complexe tourbeux de Frasn-Bouverans (chapitre 3, section 3 ; Figure 55). La surface du BV_{topo} a été calculée avec le logiciel QGIS à partir du MNT Lidar de 2011 (EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 2011). La surface avant restauration est de 0,82 km². La surface supplémentaire après les travaux de restauration est estimée à 0,10 km² d'après les chemins d'écoulement calculés et les travaux de P. Grosvernier (Magnon et Grosvernier, 2015). La surface totale du BV_{topo} après restauration est donc estimée à 0,92 km².

Ce travail représente une contribution au projet d'étude du rôle des tourbières localisées en tête de bassin versant sur les soutiens d'étiages (projet ZHTB) mené par les collègues des Mines de Saint-Etienne et financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse et par la Zone Atelier Bassin du Rhône (Paran et al., 2017. in press).

2.1 Mesure de la variation de volume d'eau dans la tourbière

2.1.1 Approche

La variation de volume d'eau dans la tourbière a été calculée sur la période 2015-03/2020-03 en multipliant la variation du niveau absolu (altitude) de la nappe d'eau par une valeur de coefficient de porosité efficace. Quatre piézomètres localisés dans la partie sud de la tourbière active dont le suivi couvre la période de calcul du bilan hydrologique ont été utilisés (TV11, 12, 13 et 14). Les piézomètres TV12 et TV14 sont les plus proches de la zone restaurée, à proximité immédiate du fossé de drainage comblé lors des travaux de restauration. En revanche les piézomètres TV11 et TV13 sont plus éloignés des ouvrages de restauration (~65 et 35 m). A noter que ces quatre piézomètres sont crépinés sur toute la longueur de tube, l'altitude de la hauteur d'eau mesurée correspond donc à l'altitude de la nappe d'eau libre.

Des lacunes dans la série de données du suivi piézométrique limitent la possibilité de calculer une variation d'altitude de nappe pour chaque mois de la période étudiée. Par conséquent, la différence d'altitude de la nappe entre le mois de Mars 2015 et le mois de Mars 2020 a été calculée (noté dh ; Figure 88). La variation d'altitude de nappe est multipliée par la porosité efficace de la tourbe (ϕ) dont le résultat, la variation du volume d'eau stocké dans la tourbe, est noté dS .

Hoag et Price (1997) ont mesuré une porosité efficace de 37 % dans de la tourbe peu décomposée tandis que Quinton et al. (2008) ont mesuré une valeur moyenne de 53 % dans des sphaignes (47-69 %). Enfin, Quinton et al. (2000) rapportent des valeurs de ϕ atteignant 80 % pour de la tourbe de surface. La gamme de

valeurs utilisées est donc 37-80 % (moyenne de 58,5 %) dans le cadre de ce travail, car le toit de la nappe d'eau se trouve essentiellement dans les niveaux de tourbe de surface qui sont les moins humifiés.

Par ailleurs, le suivi piézométrique intègre ponctuellement la mesure manuelle de la distance entre le toit du piézomètre et la surface du sol. En effet, cette variable est importante en milieu tourbeux car elle permet de mesurer les variations d'épaisseur de tourbe qui peuvent suivre les variations hydrologiques saisonnières (gonflement et contraction de l'acrotème) ou encore sur le long terme suivre la croissance de la tourbe notamment à la suite de travaux de restauration (Howie et Hebda, 2018; McCarter et Price, 2013). La variation de cette distance permet d'évaluer l'évolution de la capacité de stockage d'eau de la tourbière.

2.1.2 Résultats

La différence d'altitude de nappe entre 2015-03 et 2020-03 est maximum à proximité immédiate des ouvrages de restauration, *i.e.* pour les piézomètres TV12 et TV14 (respectivement $dh = +566$ et 492 mm, soit dS respectivement entre 210 et 453 mm et entre 182 et 393 mm en prenant en compte la gamme 37-80% de porosité efficace ; Figure 88). En s'éloignant de la zone restaurée, le delta altitude de nappe diminue (TV13 : $dh = 250$ mm et dS entre 93 et 200 mm ; TV11 : $dh = 64$ mm et dS entre 24 et 51 mm). Ces résultats montrent que l'augmentation du stockage de l'eau dans la tourbière sur la période d'étude est plus importante à proximité de la zone restaurée et reste limitée au-delà d'une distance de l'ordre de 60 m.

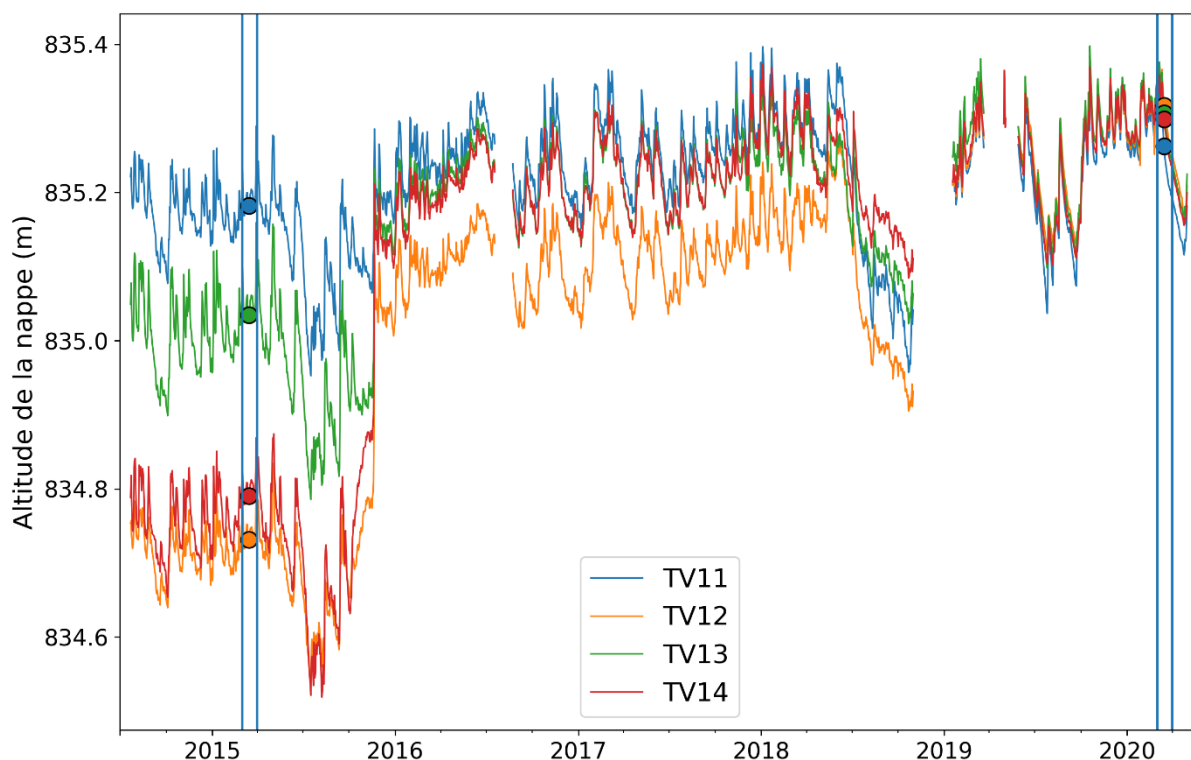


Figure 88 : Evolution journalière de l'altitude de la nappe pour les piézomètres TV11, TV12, TV13, et TV14. Les cercles symbolisent la moyenne mensuelle pour Mars 2015 et Mars 2020, respectivement. Source : EPAGE HDHL.

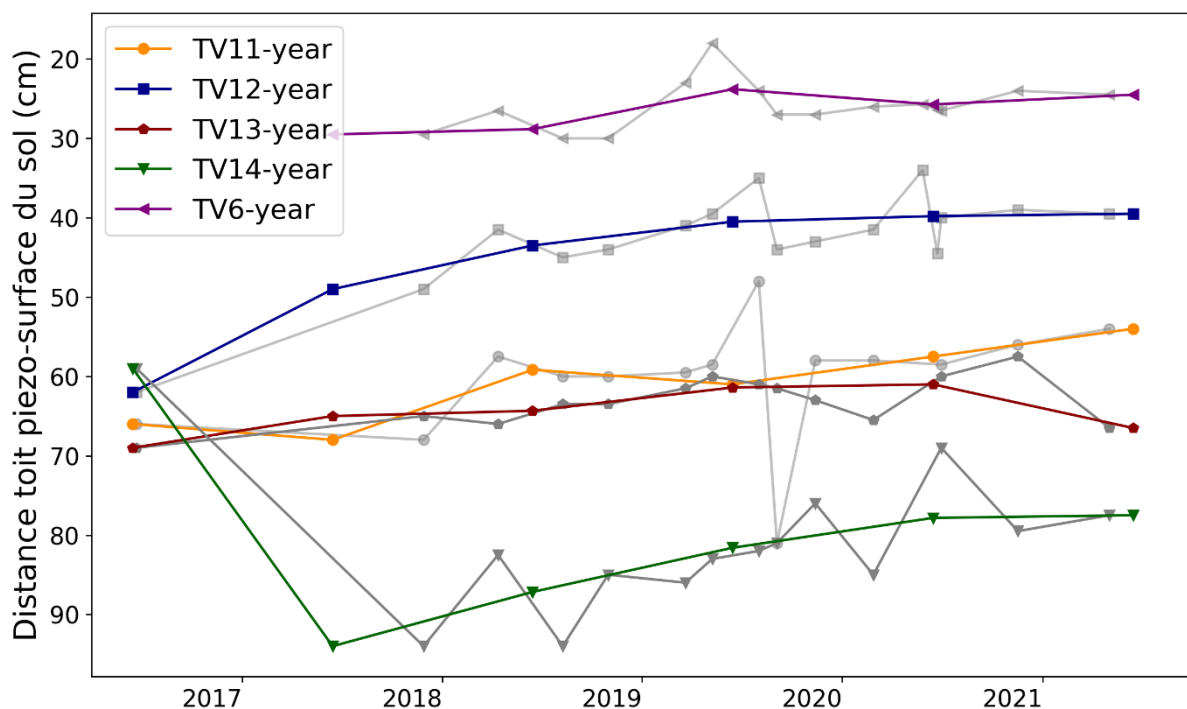


Figure 89 : Evolution de la distance entre le toit du piézomètre et la surface de la tourbe pour certains piézomètres de la tourbière active à la suite des travaux de restauration. Les courbes colorées sont les moyennes annuelles tandis que les courbes grisées sont d'une résolution plus fine. Source : EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue.

Parallèlement au stockage de l'eau, la capacité de stockage de la tourbière (*i.e.* le volume de tourbe) semble également avoir augmenté car la distance toit du piézomètre et la surface de la tourbe a diminué au cours de la période d'étude (Figure 89). La diminution de cette distance est bien observable pour les piézomètres TV6, TV11, TV12 et TV13.

2.1.3 Augmentation du volume d'eau stocké suite à la restauration : quelle significativité à l'échelle du bassin versant topographique ?

Suite aux travaux de restauration, l'augmentation significative du niveau d'eau dans les piézomètres proches de la digue suggère que de l'eau a été stockée. Le piézomètre TV11 est le moins affecté par les travaux de restauration. Il est le plus éloigné des ouvrages parmi les piézomètres de la partie sud de la tourbière. L'altitude de la nappe d'eau a significativement augmenté (p -value < 0,05) entre la période pré- (2014-09/2015-08) et post-restauration (2016-09/2018-08), entre + 20 et + 50 cm pour les piézomètres TV11, TV12, TV13 et TV14 (Lhosmot et al., 2021). Cependant, cette zone ne représente qu'environ la moitié de la surface de la tourbière active, soit seulement 2 % de la surface totale du BV_{topo}. De plus, l'effet de la restauration (augmentation de l'altitude de la nappe) diminue de plus de 50 % à environ 35 m des ouvrages de restauration. Cette diminution suggère que l'effet de la restauration reste local.

2.2 Estimation des variations du stock d'eau dans la tourbière à un pas de temps mensuel : approche bilan hydrologique

2.2.1 Approche

La variation de stock d'eau à l'échelle du bassin versant (noté $\Delta stock$, Eq. 4) est calculée à un pas de temps mensuel en effectuant la différence entre les entrées (P) et les sorties d'eau (Q à l'exutoire et ETP) :

$$\Delta stock = P - Q - ETP \quad (\text{Eq. 4})$$

Le bilan mensuel est calculé de Juillet 2014 à Avril 2020, soit 70 mois, permettant ainsi d'intégrer plusieurs cycles hydrologiques complets. Le cumul du Δ stock mensuel est ensuite calculé pour chaque année hydrologique complète (2015-05/2016-04, 2016-05/2017-04, 2017-05/2018-04, 2018-05/2019-04, 2019-05/2020-04). Un Δ stock positif signifie que les exports d'eau du système (débit, ETP) sont inférieurs aux apports (précipitations), et réciproquement (Eq. 4).

L'ETP mensuel a été calculé avec trois méthodes différentes, présentées dans le chapitre 3 (section 2), afin d'estimer une gamme de variation sur cette variable. Il s'agit de (i) la méthode de Oudin (Oudin et al., 2005), (ii) de la méthode de Prislely-Taylor (Priestley et Taylor, 1972) et (iii) de la formule de la FAO-56 Penman-Monteith multipliée par un crop coefficient (K_c) (Allen et al., 1998) (Figure 90). Le K_c utilisé a été déterminé à partir de la surface de forêt (92 % du BV_{topo}) et de végétation basse (8 % du BV_{topo}) avec respectivement les valeurs de K_c associées à ce type de milieu dans la littérature ($K_c = 1$ pour la forêt et 0,85 pour la tourbière active en période estivale et 1 pour tous les milieux en période hivernale; Allen et al., 1998; Gerling et al., 2019).

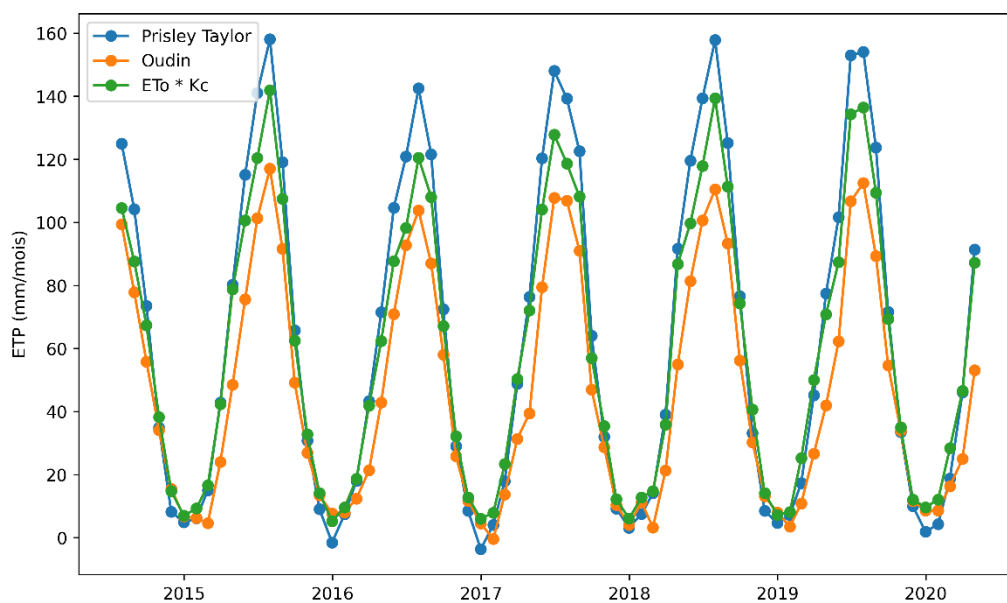


Figure 90 : ETP mensuel calculé avec différentes méthodes sur la période Juillet 2014 - Avril 2020. $ETo * Kc$ correspond à l' ETo de Penman Monteith multiplié par un « crop » coefficient.

Le débit est calculé à partir de la hauteur d'eau mesurée à l'exutoire et de la courbe de tarage associée (chapitre 3, section 3). Le bilan hydrologique est calculé en utilisant la valeur moyenne d'ETP des trois méthodes de calcul et la valeur de débit calculée. Afin d'estimer une incertitude sur le bilan hydrologique, celui-ci a également été calculé en utilisant (i) les valeurs minimums d'ETP et de débit et (ii) les valeurs maximums d'ETP et de débit (Figure 91 A, B, et C).

2.2.2 Résultats et discussions

Le bilan hydrologique annuel moyen est positif (pour chaque année hydrologique) avec des valeurs de 170 à 376 $\text{mm m}^{-2} \text{an}^{-1}$ (moyenne = $297 \pm 140 \text{ mm m}^{-2} \text{an}^{-1}$; Figure 91 C, et Tableau 3). Cependant, en considérant les valeurs minimums d'ETP et de débit, le bilan cumulé est bien plus important, moyenne = $864 \pm 165 \text{ mm m}^{-2} \text{an}^{-1}$, représentant en moyenne 52 % des précipitations annuelles. Au contraire, lorsque les valeurs maximums d'ETP et de débit sont utilisées, le bilan hydrologique annuel cumulé est négatif, moyenne = $-289 \pm 124 \text{ mm m}^{-2} \text{an}^{-1}$.

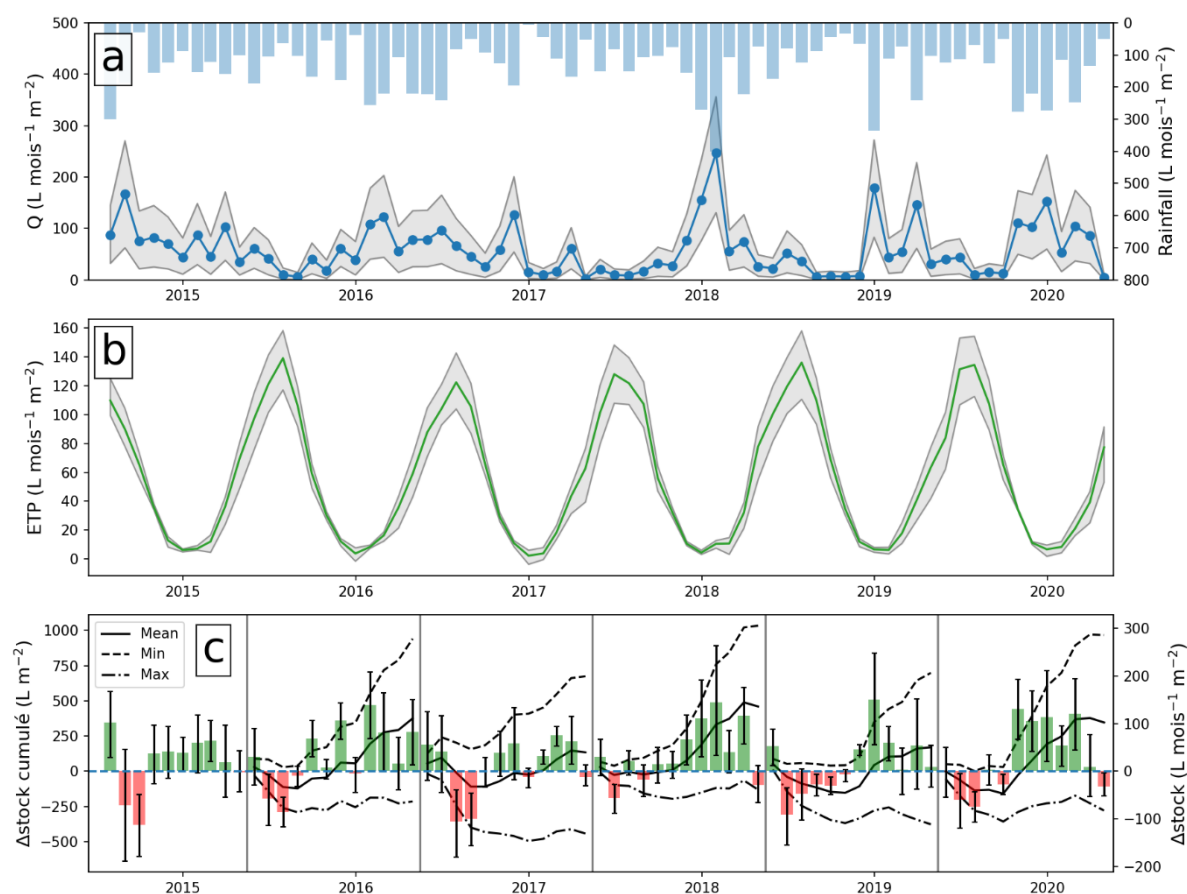


Figure 91 : A : Précipitations et débits mensuels. La bande grise autour de la courbe de débit correspond à l'incertitude calculée à partir de la courbe de tarage. B : ETP mensuel. La courbe verte représente la moyenne des trois méthodes de calcul de l'ETP. La bande colorée en gris correspond à l'intervalle compris entre les valeurs minimales et maximales parmi les trois méthodes de calcul de l'ETP. C : Le graphique en barre (axe vertical à droite) représente le bilan hydrologique mensuel moyen. La barre d'erreur correspond à la différence entre la valeur moyenne et la valeur maximum/minimale de bilan hydrologique calculé. L'axe vertical à gauche est associé aux courbes cumulées du bilan hydrologique mensuel moyen, maximum et minimum. Ces courbes cumulées ne sont pas présentées en 2014-2015 car il ne s'agit pas d'une année hydrologique complète.

Le BV topographique de la tourbière du Forbonnet étant composé à 92 % de couvert forestier (principalement des épicéas), la part de l'interception dans le bilan hydrologique est à prendre en compte. En effet, des mesures d'interception sur des bassin versants composés de conifères révèlent que cette variable peut constituer une part importante des précipitations. Par exemple, Duranel et al. (2021) mesurent sur le BV boisé (conifères) d'une tourbière du Massif Central une interception représentant environ 37 % des précipitations annuelles. D'autres études mesurent des ordres de grandeurs similaires pour des épicéas de moyenne/grande taille, ~30-40 % des précipitations interceptées (Dohnal et al., 2014; Price et al., 2003; Šrámek et al., 2019). Respectivement, une proportion de 30 et 40 % des précipitations interceptées par les épicéas (en tenant compte des 92 % de couverture sur le BV) représente entre 457 ± 59 et 609 ± 79 $mm\ m^{-2}\ an^{-1}$ pour l'ensemble des années étudiées (Tableau 3).

Tableau 3 : Présentation des résultats du bilan hydrologique (Δ stock) pour chaque année. Le cumul de précipitation ainsi que l'estimation de l'interception (30 % et 40 % des précipitations respectivement) sont également présentés dans le tableau. L'ensemble des résultats est exprimé en millimètre par mètre carré par an.

	Δ stock : Q et ETP minimums	Δ stock : Q et ETP moyens	Δ stock : Q et ETP maximums	Précipitations	Interception = 30 % de P	Interception = 40 % de P
2015-05/2016-04	941	376	-214	1704	470	627
2016-05/2017-04	674	134	-442	1393	385	513
2017-05/2018-04	1034	460	-131	1903	525	700
2018-05/2019-04	698	170	-377	1477	408	544
2019-05/2020-04	967	346	-279	1801	497	663
Moyenne	863	297	-289	1656	457	609
Ecart type	165	140	124	215	59	79

Ainsi, ces résultats suggèrent qu'il est possible de fermer le bilan hydrologique du système avec la surface du BV topographique en considérant l'interception dont l'importance est estimée à 30-40 % des précipitations. La fermeture du bilan hydrologique avec la surface du BV topographique correspond aux situations où le Δ stock est compris entre 457 ± 59 et 609 ± 79 mm m⁻² an⁻¹. Cependant, dans la configuration où le Δ stock est supérieur à l'estimation de l'interception (Tableau 3, colonne « Δ stock : Q et ETP minimums »), le système reçoit encore trop d'eau par rapport à ce qu'il est capable d'exporter par le débit et l'ETP. Réciproquement, lorsque le Δ stock est négatif (Tableau 3, colonne « Δ stock : Q et ETP maximums »), le système ne reçoit pas assez d'eau pour compenser les pertes du système (Q et ETP). Considérer l'interception dans cette situation accentue le déficit en eau, suggérant qu'il est nécessaire de faire intervenir des apports d'eau non comptabilisés et donc en provenance d'une zone d'alimentation externe via par exemple des apports d'eau souterrains. Ainsi, l'incertitude associée au bilan hydrologique cumulée, résultant de l'incertitude sur le débit et sur l'ETP, montre que malgré la prise en compte de l'interception dans le bilan, le système peut être soit déficitaire soit excédentaire en eau (respectivement avec un Δ stock soit négatif soit positif).

Un bilan excédentaire impliquerait pour la tourbière que le BV hydrogéologique soit plus grand que le BV topographique. Une telle recharge de la tourbière pourrait s'effectuer par le système karstique régional et concorderait avec la signature géochimique des eaux dans la tourbière évoquée notamment d'après la dynamique des signatures géochimiques (Lhosmot et al., 2021). A l'inverse, un bilan déficitaire impliquerait que la décharge de la tourbière vers le karst soit plus importante que la recharge du karst vers la tourbière. La temporalité, fonction des variations (intra-) saisonnières du karst, et la localisation, fonction de l'hétérogénéité de l'interface tourbe-moraine-karst, des phénomènes de décharge-recharge, restent à déterminer, mais ces interactions seraient cohérentes avec la géomorphologie sous-jacente à la tourbière, inférée via les profils géophysiques (réflectivité radar ; Paran et al. (in press). Ces derniers suggèrent la présence de structures dépressionnaires sous la tourbière et de réflecteurs pouvant témoigner de la présence d'eaux minéralisées à l'interface tourbe/substratum. Cependant, ce phénomène reste à démontrer et n'est ici pas quantifiable.

Les flux d'eau potentiels entre la tourbière et les hydrosystèmes sous-jacents (perte, recharge) sont supposés mais il n'y a pas d'information permettant de contraindre leur importance et leur temporalité. L'approche bilan hydrologique ne permet pas ici de contraindre ces processus. Afin d'affiner le bilan hydrologique, plusieurs pistes sont envisagées :

- Il est nécessaire de quantifier l'interception. Ce processus dépend de l'importance de l'évènement pluvieux, des conditions atmosphériques avant l'évènement (saturation de l'air) et de la végétation (espèce, âge, espacement). Pour une surface donnée, la distribution des événements (importance, temporalité) conditionne directement le cumul d'eau intercepté. Par exemple, Šrámek et al. (2019) observent une relation non linéaire entre le cumul d'un évènement pluvieux et le pourcentage d'interception de cet évènement dans une forêt d'épicéas. Le pourcentage d'interception pour des petits évènements pluvieux (< 5 mm) est très variable (de 0 à 100 %) et est caractérisé par une très forte densité de points entre 60 et 100 % d'interception. Au contraire, lorsque les évènements dépassent les 15 mm, l'interception est comprise entre 0 et 40 % de l'évènement.
- Il est également nécessaire d'avoir une meilleure connaissance de l'évolution de l'altitude de la nappe d'eau à l'échelle du BV topographique, incluant les tourbières boisées. Ceci permettrait de quantifier la variation de stock d'eau à l'échelle du BV topographique. Dans ce travail, le suivi piézométrique de la tourbière active, ne représentant que quelques pourcents de la surface de ce dernier, ne permet pas d'établir de conclusions.
- Enfin, l'incertitude sur le débit est probablement surestimée à cause du nombre relativement faible de mesure de débit lors de périodes de hautes eaux (chapitre 3, section 3).

Outre ces résultats, les variables hydrométéorologiques mesurées sur la tourbière (débit, précipitation, ETP) ont permis de réaliser un travail de modélisation du débit à l'exutoire en appliquant un modèle réservoir via le logiciel KarstMod (Mazzilli et al., 2019). Les résultats de ce travail, n'apportant pas d'information complémentaires quant au fonctionnement hydrogéologique de la tourbière du Forbonnet, ne sont donc pas présentés, mais sont disponibles en Annexe 9. Malgré les interrogations en termes de mécanismes, le modèle permet de simuler les débits mesurés à l'exutoire correctement (Kling Gupta Efficiency = 0,76). Ainsi, il peut constituer un outil d'évaluation des impacts de changements climatiques sur le rôle de restitution des tourbières (suite à Bertrand et al. 2021 et Paran et al, in press) à travers la prédiction de l'export d'eau de la tourbière vers les hydrosystèmes aval. De plus, ce modèle peut aussi constituer un outil pour les gestionnaires du site (modélisation de débit dans le cours d'eau). Enfin, ce travail de modélisation représente une contribution au projet d'étude du rôle des tourbières localisées en tête de bassin versant sur les soutiens d'étiages (projet ZHTB) mené par les collègues des Mines de Saint-Etienne (Paran et al., 2017. in press).

2.3 Du suivi long terme à l'usage combiné de traceurs géochimiques

Le suivi long terme des variables hydrométéorologiques sur la tourbière du Forbonnet a permis de proposer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique (chapitre 4, section 1). Ce modèle fait intervenir des flux d'eau depuis les tourbières boisées et un apport d'eau minéralisée dont les modalités de transfert, à l'interface tourbe-moraine-karst suscitent des interrogations. Le calcul du bilan hydrologique interannuel, du fait des incertitudes sur le débit et du besoin de quantifier l'interception, n'est pas ici un outil adapté pour apporter de nouveaux éléments quant au bilan de transferts d'eau entre la tourbière et les autres hydrosystèmes. Comme l'approche bilan hydrologique n'a pas permis de déterminer de façon définitive si une alimentation extérieure au BV topographique intervient dans la tourbière, une approche géochimique combinant plusieurs traceurs environnementaux a été mise en place pour mieux contraindre l'origine de l'eau et de la minéralisation de l'eau dans la tourbière.

Chapitre 5 : Origine et transfert de l'eau et de solutés dissous dans une tourbière en contexte carbonaté : une évaluation multi-traceurs

Ce chapitre s'appuie sur un article accepté et en cours de publication dans la revue internationale *Hydrological Processes* intitulé « The origin and transfer of water and solutes in peatlands: a multi tracer assessment in the carbonated Jura Mountains », écrit en collaboration avec Bouchez Julien², Steinmann Marc¹, Lavastre Véronique³, Vincent Bichet¹, Christophe Loup¹, Stefani Vanessa¹, Boetsch Anne⁴, June Chevet³, Toussaint Marie-Laure¹, Gaillardet Jérôme^{2,5} et Bertrand Guillaume^{1,6} (10.1002/hyp.14781).

Le modèle hydrogéologique proposé dans la section 1 du chapitre 4 suggère une contribution d'eau souterraine carbonatée à la tourbière. Cependant, le bilan hydrologique, section 2 du chapitre 4, n'est pas en mesure de spécifier si oui ou non une venue d'eau profonde alimente la tourbière du Forbonnet. Par ailleurs, le contexte géomorphologique et hydrogéologique dans lequel s'inscrit la tourbière du Forbonnet, *i.e.* l'aquifère karstique Jurassique supérieur (anticlinal du Laveron), l'aquifère karstique Crétacé inférieur (synclinal de Frasne-Bouverans), les dépôts Quaternaire fluvio-glaciaires et les hydrosystèmes de surface dont font partie les tourbières, suscite un questionnement autour des interactions hydrogéologiques entre ces différents réservoirs (chapitre 2).

Ainsi, cette section vise à arbitrer une origine souterraine de l'eau dans la tourbière du Forbonnet via l'usage combiné de traceurs géochimique [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, rapports élémentaires].

L'alimentation en eau des écosystèmes montagneux est généralement complexe, marquée à la fois par des origines temporelles et spatiales différentes (Bertrand et al., 2014, 2012; Kløve et al., 2014). En particulier, les écosystèmes de montagne de moyennes latitudes, dont les flux d'eau sont contraints par la variabilité saisonnière marquée des conditions hydroclimatiques (précipitations, température, évapotranspiration) et par des contraintes géomorphologiques complexes (topographie) (de Vries et Simmers, 2002; Jasechko, 2019; Rozanski et al., 1993), sont fortement sensibles au changement climatique et notamment au réchauffement (*e.g.* remontée en altitude des limites altitudinale de zonation climatique, chapitre 1, section 1). Identifier et contraindre ces mécanismes d'alimentations en eau est donc primordial pour les années à venir. Ainsi, les différentes échelles spatio-temporelles évoquées dans l'alimentation en eau des écosystèmes montagneux nécessite l'usage combiné de traceurs géochimiques (Campbell et Ryan, 2021; Nevers et al., 2021; Santoni et al., 2021).

Afin de comprendre les flux d'eau et de solutés dissous dans une tourbière de moyenne montagne et de moyenne latitude, ce travail consiste en l'analyse de la variabilité spatio-temporelle de traceurs géochimiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, rapports élémentaires) en périodes de hautes et basses eaux de la surface au niveau profond de la tourbière.

¹ Chrono-Environnement, Université de Bourgogne Franche-Comté, Besançon, Montbéliard, UMR6249, CNRS, France

² Université Paris-Cité, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, Paris, France

³ UJM, CNRS, LGL-TPE UMR5276, F-42023, Saint Etienne, France

⁴ OSU Theta, France

⁵ Institut Universitaire de France, France

⁶ Water Resources and Environmental Engineering Laboratory, Federal University of Paraíba, 58051-900 Joao Pessoa, Brazil

Les signatures en isotopes stables de la molécule d'eau sont systématiquement plus appauvries dans les niveaux de tourbe les plus profonds. Ce résultat est compatible à la fois avec une recharge préférentielle hivernale et une alimentation en eau provenant d'altitudes plus élevées. Par ailleurs, les isotopes du strontium montrent que la majeure partie des solutés dissous est contrôlée par l'interaction eau-roche. La concentration en éléments dissous résulte ensuite de processus de mélanges, et pour les niveaux de surface de dilution/concentration sous l'influence des processus atmosphériques. Une analyse de mélange des pôles géochimiques permettant d'expliquer la composition chimique des eaux de la tourbière révèle que l'origine des carbonates dissous est contrôlée par la signature des calcaires du Crétacé. Ces dépôts Crétacé étant localisés sous la tourbière, (et vraisemblablement recouverts en grande partie par des dépôts morainiques), la mise en lumière de leur contribution à la charge dissoute de l'eau dans la tourbière implique une recharge impulsée par la pression hydraulique de l'anticlinal adjacent (anticlinal du Laveron). Ainsi, ce travail met en évidence que les flux d'eau et de solutés dissous sont contraints par l'effet combiné de mécanismes de recharges et de minéralisation à trois échelles : anticlinal-synclinal, synclinal-tourbière et tourbière-atmosphère. Le modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéochimique de la tourbière pourra contribuer à la prédiction de l'évolution des services-écosystémiques apportés par les tourbières (notamment comme système de relai hydrologique se substituant partiellement à la diminution du couvert neigeux, et comme mosaïque écologique via les contrastes de minéralisation de l'eau) dans ce contexte de changements globaux (Figure 92).

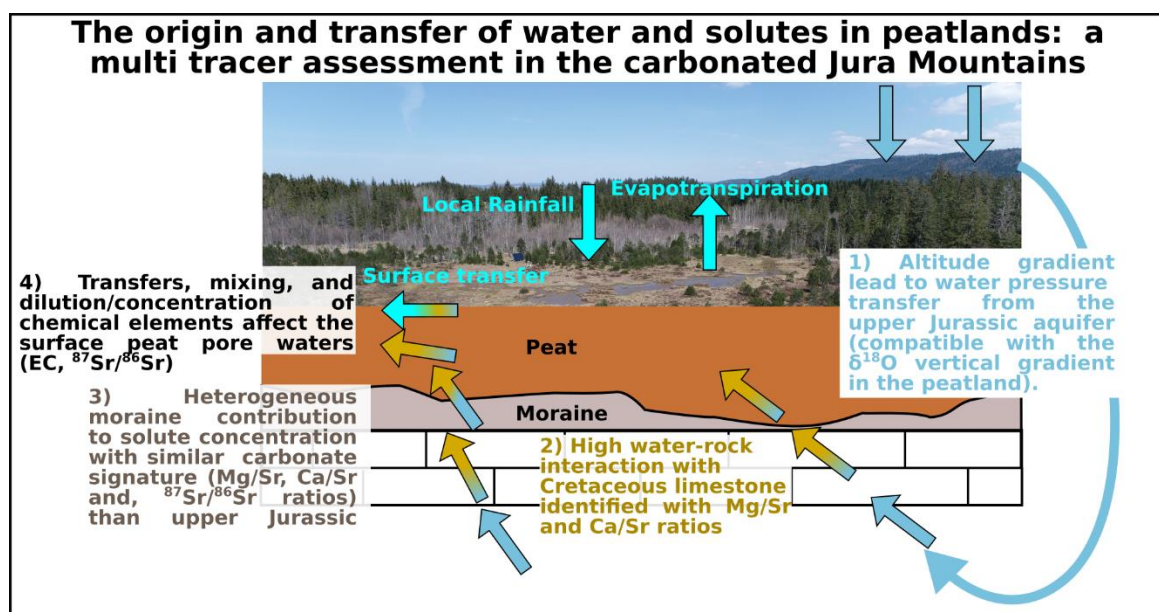


Figure 92 : Résumé graphique de l'article Lhosmot et al., 2022a – Hydrological Processes.

Le matériel supplémentaire de cet article est disponible en Annexe 6 (signature isotopique des précipitations), Annexe 10 (alcalinité mesurée par Gran-Titration en fonction de la somme des cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , et Sr^{2+}), Annexe 11 (concentrations en éléments traces et majeurs et signature isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des différentes phases dissoutes des roches), Annexe 12 (description du modèle de mélange), et Annexe 13 (paramètres physico-chimiques et signature isotopique du strontium des eaux, et résultat du modèle de mélange).

The origin and transfer of water and solutes in peatlands: a multi tracer assessment in the carbonated Jura Mountains

Lhosmot Alexandre¹, Bouchez Julien², Steinmann Marc¹, Lavastre Véronique³, Bichet Vincent¹, Loup Christophe¹, Stefani Vanessa¹, Boetsch Anne⁴, Chevet June³, Toussaint Marie-Laure¹, Gaillardet Jérôme^{2,5} and Bertrand Guillaume^{1,6}

¹ Chrono-Environnement, Université de Bourgogne Franche-Comté, UMR6249, CNRS, France

² Université Paris-Cité, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, Paris, France

³ UJM, CNRS, LGL-TPE UMR5276, F-42023, Saint Etienne, France

⁴ OSU Theta, France

⁵ Institut Universitaire de France, France

⁶ Water Resources and Environmental Engineering Laboratory, Federal University of Paraíba, 58051-900 Joao Pessoa, Brazil

Abstract: Peatlands provide a large panel of socio-ecosystemic services such as biodiversity, water and carbon storage, and amenities. Hydrological and geochemical interactions between peats and their surroundings are expected to be favored in mountainous areas, which are nowadays increasingly sensitive to climate changes. In order to provide an integrated scheme of potential interactions, this study evaluates spatio-temporal patterns of environmental tracers ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, elemental ratios) during high- and low-flow periods in the largest peatland complex of the Jura Mountains (France). Systematically depleted $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ values in the deepest peat pore waters suggest contrasted dynamics and origins, both compatible with either preferential winter recharge or supply from adjacent high-elevation areas. Combined with strontium isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), we show that these water fluxes are purveyors of solutes derived from water-rock interactions, modified by mixing, evapotranspiration and dilution with local meteoric inputs. An end member mixing analysis of the peat pore water solute composition is consistent with a major contribution of carbonates from the regional Cretaceous limestone formations, located beneath fluvio-glacial Quaternary deposits underlying the peat. This contribution implies a significant upward water flux from the underlying syncline that could reach a sufficient hydraulic head thanks to recharge from an adjacent regional anticline. These multiscale (anticline-syncline, syncline-peatland, peatland-surface) constraints allow us to propose a relevant scheme for the hydrogeochemical functioning of the peatland, enabling an improved understanding of the current high socio-ecosystemic value of the area, and the potential future evolution of the related services.

Keywords: Peatland, Critical Zone, Water Isotopes, Carbonate, Strontium isotopes, Water-Rock Interaction

1 Introduction

Peatlands are key ecosystems within the thin, life-hosting layer at the Earth's surface extending from the top of the canopy to the unaltered rocks called the Critical Zone (CZ; National Research Council, 2001). Peatlands indeed provide a large panel of socio-ecological services, ranging from the global (*e.g.* carbon storage, specific biodiversity conservation) to more local scale (*e.g.* water filtration, metal adsorption, regional climatic archives, cultural richness and amenities; Bonn et al., 2016; Gorham, 1991; Ringqvist et al., 2002; Xu, 2018), thereby illustrating the concept of "CZ Services" (Field et al., 2014). However, the sustainability of peatlands relies on a complex set of interactions between vegetation, microbial activity, and the water and carbon cycles (Parish et al., 2008).

Besides water itself being the skeleton of peatlands ecosystem services, the origin and chemistry of peatland water determines peatland nutrient status, and consequently its ecological characteristics (Goud et al., 2018; Griffiths et al., 2019; Larocque et al., 2016; Vitt, 2013). As a result, a shift of water origin and/or quality may directly impact vegetation and microbial communities that play a crucial role in the peatland's

carbon budget (Antala et al., 2022; Goud et al., 2018; Menberu et al., 2017), highlighting the need to constrain the origin of solutes in peatlands (Lhosmot et al., 2023).

In addition, both climate change - through increase of air temperature and droughts, as well as changing precipitation regime and snow cover - and anthropogenic disturbances - drainage, exploitation - directly impact peatland functioning (IPCC, 2022; Loisel et al., 2021). These pressure have motivated the implementation of restoration programs (Andersen et al., 2017; Calvar et al., 2018). Understanding how peatland socio-ecosystemic services and their evolution depend on these pressures should help to propose mitigation strategies (Humpenöder et al., 2020; Loisel et al., 2021; Moore, 2002; Waddington et al., 2015). To address this challenge, it is essential to improve our knowledge on the interactions between peatlands and other hydrological compartments of the CZ.

In particular, carbonate rocks, which makes up for approximately 15 % of the ice-free continental surface at the global scale, are recognized to be of particular interest considering their high solubility due to their specific geochemical composition and potential geometrical complexity (Goldscheider et al., 2020; Martin et al., 2021; Sullivan et al., 2019). Co-occurrences of peatlands and carbonate terrains are globally significant (Goldscheider et al., 2020; Yu et al., 2010). For example, numerous high-latitude peatlands of the northern hemisphere, are at least partly located on carbonate rocks (United Kingdom, Siberia or western China). In addition, even when they are not directly located on carbonate rocks, interactions may exist; through the export of peatland-derived acidic waters which accelerate the dissolution of carbonates downstream (Calmels et al., 2014; Wallin et al., 2010), or through the water supply of peatland from carbonate catchments (Chasar et al., 2000; Levy et al., 2016).

In this context, and in order to clarify the hydrological and hydrogeochemical processes related to peatland management, this study aims to improve our understanding of peatland water supply and transfer in a karstic, mid-mountainous environment. More precisely, this work addresses three major questions with a focus on the Forbonnet peatland mosaic, which is part of the largest peatland complex of the Jura Mountains (France) and recognized to be of international ecological importance (Ramsar, Natura 2000):

- (i) What are the origin(s) of the water feeding this peatland ecosystem?
- (ii) What are the sources and processes controlling the acquisition of water solutes in the peatland?
- (iii) How does the peatland ecosystem interact with the surrounding carbonate rocks?

To overcome the complexity generally associated to peatland ecosystems in mountainous environments and to address these transfers from the scale of the peatland surface to that of the watershed, we use a range of environmental tracers measured in the dissolved load of the peatland waters (isotope ratios of the trace element strontium and of the water molecule, as well as elemental ratios).

2 Site presentation

This work focuses on a mid-latitude temperate peatland located in the French Jura Mountains (840 m a.s.l., 46.826°N, 6.173°E, Fig. 1). The site is one of the four peatlands monitored by the French National Peatland Observatory Service (SNO Tourbières, Gogo et al., 2021), and is also an observatory of the French research infrastructure for the monitoring of the CZ (OZCAR; Gaillardet et al., 2018).

The studied site, named the Forbonnet peatland, is part of the “Frasne-Bouverans” peatland complex that covers more than 300 ha. This study focuses on the “active peatland” of the Forbonnet area which is a 7 ha, *Sphagnum*-dominated zone (Fig. 2), where *Andromeda polifolia*, *Vaccinium oxycoccos*, *Eriophorum vaginatum*, *Scheuchzeria palustris*, *Drosera spp.* and *Calluna vulgaris* are also observed. Local patches of *Phragmites* on the contours of the active peatland indicate minerotrophic (*i.e.*, nutrient-rich) conditions. Downstream from the *Sphagnum*-dominated area (*i.e.*, to the N), a fen of ~1.4 ha is found, dominated by vascular plants *i.e.*, *Carex spp.*, *Menyanthes trifoliata*, *Filipendula ulmaria* *Galium uliginosum*. These two entities are surrounded by more mature, wooded (pine and spruce), and topographically higher peatlands (Fig. 2). By contrast, the active peatland features a relatively thin peat layer (2.5 m on average) and a shallow (usually lower than 25 cm deep) water table depth (WTD) (Lhosmot et al., 2022b). The main outlet of the site is a small streamlet whose discharge ranges from a few L s⁻¹ to 0.8 m³ s⁻¹, and which is an affluent of the Dugeon river (Figs. 1 and 2).

The climate is temperate, straddling between Cfb and Dfb according to the Köppen-Geiger climate classification (Rubel et al., 2017). The site is subject to contrasted seasons with mean monthly temperatures ranging from 0°C (December to February) to 15°C in July and August while the annual average is ~7°C. Annual precipitation ranges from 1293 to 2110 mm (average = 1618 ± 258 mm) and is uniformly distributed over the year with a mean of 135 ± 25 mm month⁻¹ (averages over the 2009-2019 period; Toussaint et al., 2020a, Fig. 3). Following artificial drainage during the 20th century, the southern part of the active peatland was restored in 2015-2016 in the framework of the European “Life Tourbières” program in order to mitigate the impact of drainages on the local WTD (Calvar et al., 2018; Lhosmot et al., 2021). The restoration consisted in backfilling of drains and the construction of a cofferdam of sheet piles between the southern edge of the Forbonnet peatland and a nearby karstic sinkhole (named “CL”, Fig. 2). The restoration allowed to enlarge the watershed by approximately 10 ha, leading to a rise and a stabilization of the WTD in the southern part of the active peatland (Lhosmot et al., 2021).

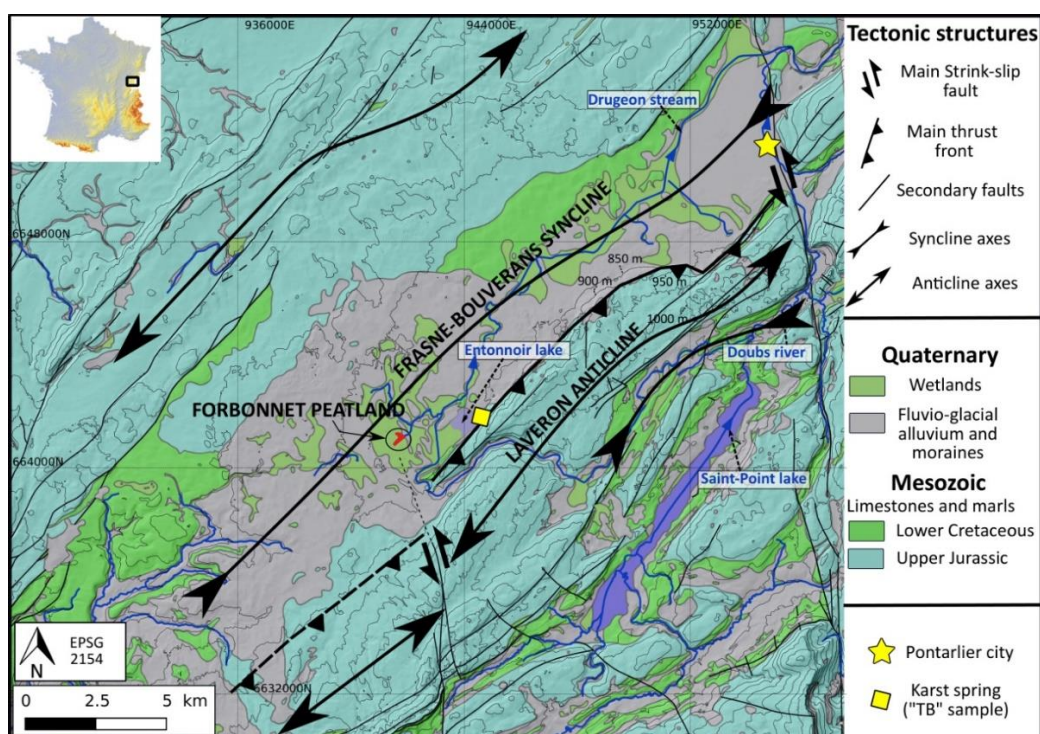


Figure 93 : Fig. 1: Map of the study area (inset showing location within France) with geological, structural, and geographical information. The geological map is based on the map of the French geological survey (BRGM).

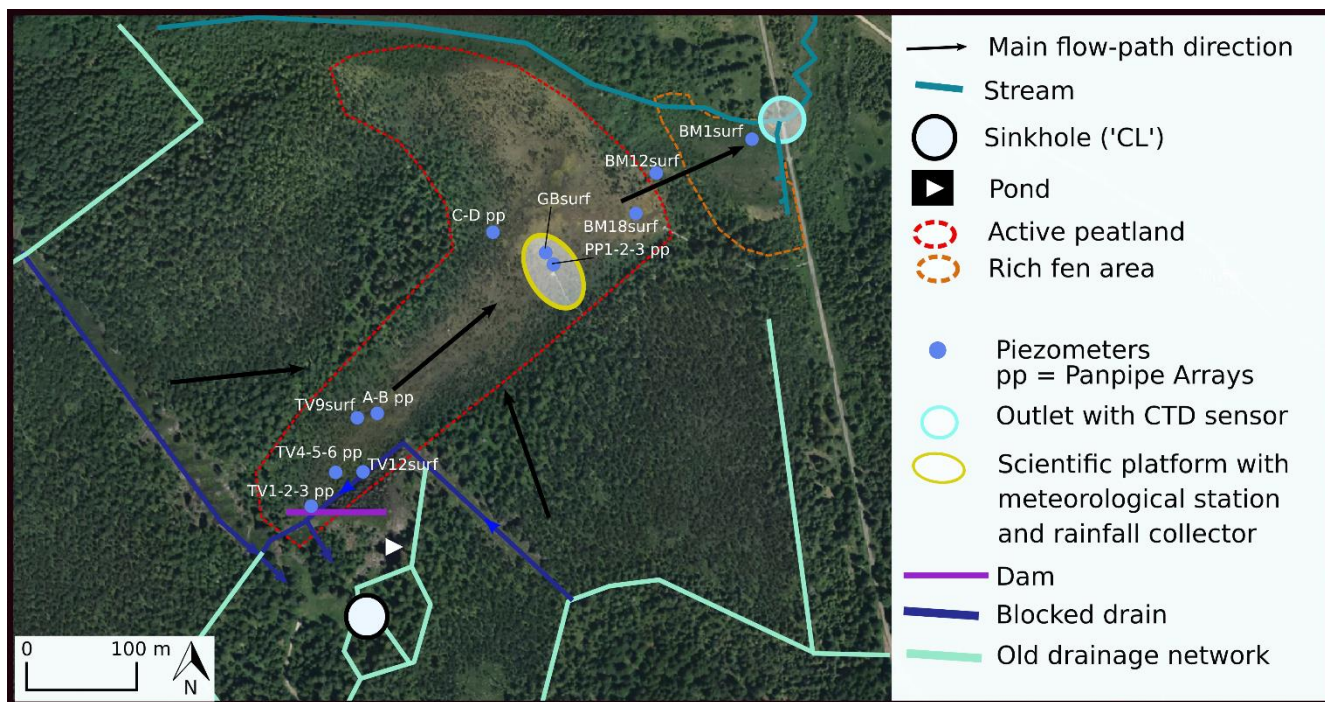


Figure 94 : Fig. 2: Map of the Forbonnet peatland with instrumentation (piezometers, discharge measurement at the outlet, hydrometeorological monitoring) and the restoration framework. The wooded areas correspond to wooded peatlands.

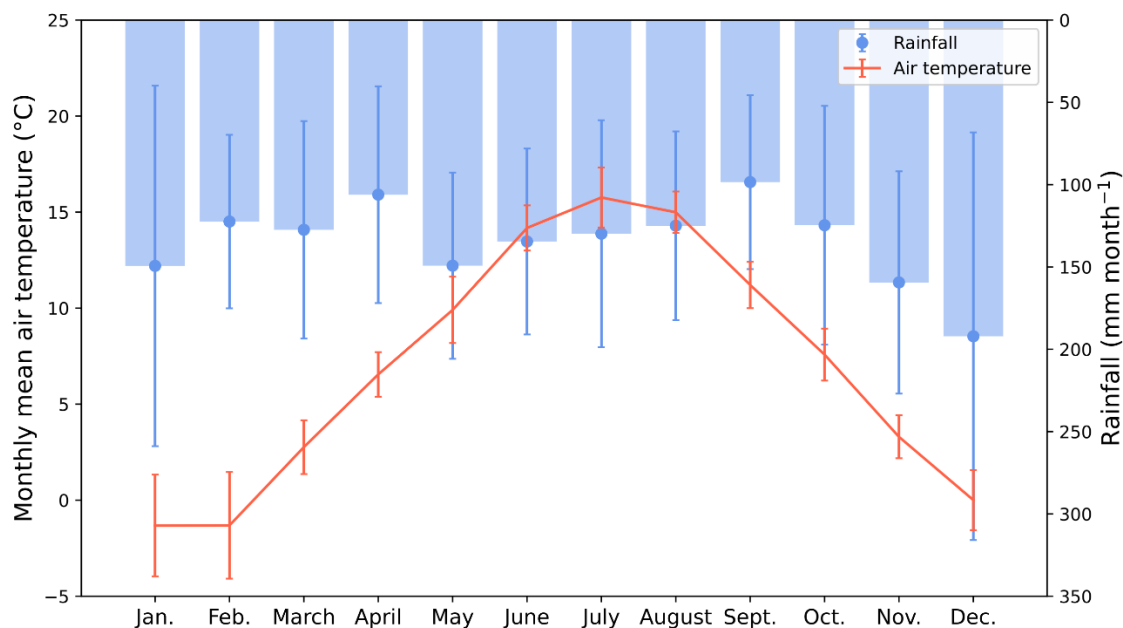


Figure 95 : Fig. 3: Average monthly rainfall and temperature measured at the scientific platform of the Forbonnet peatland from 2009 to 2019. Error bar indicates standard deviation.

From a geological point of view, the Forbonnet peatland sits over heterogeneous and poorly permeable Quaternary fluvio-glacial sediments of the Frasne-Bouverans syncline (Buoncrisiani and Campy, 2011, Fig. 1). This syncline is approximately 5 km large and 15 km long and oriented NE-SW. It contains Cretaceous limestones and marls in its central part, and is bordered by two anticlines of upper Jurassic limestones (Fig. 1). These structures are accompanied by two main faults families: (i) two major N-S oriented left-lateral strike-slip faults delimit these anticline-syncline structures to the west (Mouthe fault) and to the east (Pontarlier

fault) (Rabin et al., 2015; Fig. 1); (ii) A SW-NE oriented thrust fault delimits the Frasne-Bouverans syncline and the Laveron anticline.

During the glaciation periods of the middle Pleistocene, the NE and SW parts of the Jura Mountains were overridden by Alpine glaciers, resulting in the presence of rock debris and erratic boulders of Alpine origin, such as granite and gneiss, only a few kilometers north of the Forbonnet peatland (Buoncristiani and Campy 2011). In contrast, during the last glacial maximum, the Jura Mountains was only covered by local ice. As a consequence, the origin of glacial sediments in the Jura Mountains is two-fold: either from the erosion of local Jurassic limestone during the middle and late Pleistocene glaciations or from the erosion of silicate-rich alpine rocks only during the middle Pleistocene glaciation.

Combining this geological/geomorphological information with pluri-annual monitoring of local WTD, discharge and Electrical Conductivity (EC), Lhosmot et al. (2021) proposed a hydrogeological model of the site that implies the following: (1) direct rainfall supplies the superficial (roughly corresponding to the first 50 cm) peat layer; (2) lateral seepage inputs from the neighboring wooded peatlands sustain the intermediate peat layer and (3) carbonate-rich water inputs at the substratum/peat interface supply the deepest peat layer. The temporal variability of these three contributions is reflected at the outlet by variable discharge and water quality. Nevertheless, this previously published model raises questions about the origin and variability of water and solute supply, as well as about the possible contribution to water quality of the regional geological structures, namely Jurassic limestones, Cretaceous marls/limestones and Quaternary fluvio-glacial deposits.

3 Materials and methods

3.1 Hydro-meteorological monitoring

In order to document the hydrometeorological variability over the active peatland, air temperature and relative humidity (HMP155A, VAISALA), atmospheric pressure (CS100, Setra), wind direction and velocity (WindSonic, Gill Instruments Ltd), WTD (CS451, Campbell Scientific) (Toussaint et al., 2020a; 2020b) are measured since the end of 2008 (scientific platform of the SNO Tourbières; Fig. 2) concurrently with outlet discharge and EC (OTT Hydromet CTD pressure probe) at a 30-min time step since June 2014. The water level to discharge rating curve was obtained from 18 manual discharge measurements from November 2015 to May 2021. Discharge measurements were carried out during low-flow period with an electromagnetic current meter (OTT MF Pro, $\pm 2\%$) and during high-flow period using the salt dilution method (Gees, 1990). Daily potential evapotranspiration (PET) was estimated using the formula of Oudin et al. (2005) on the basis of the mean air temperature.

3.2 Water sampling and analyses

3.2.1 Surface, peatland, and groundwater sampling

Rainfall was collected with a rain collector normalized for isotopic characterization (Palmex Rain Sampler 1C; 12-05-2020/12-05-2021), on the scientific platform located on the active peatland, (Fig. 2). The design of the rain collector follows the recommendation of the IAEA using a "tube-dip-in" water collector with pressure equilibration (Gröning et al., 2012; IAEA, 2014). Sample volume was measured using a beaker. In order to evaluate the validity of previous sampling (since April 2018) performed with a hand-made collector (a funnel equipped with a membrane and a particle filter) the sampling was performed conjointly with the two systems between February 2020 and February 2021. The difference between the two systems in terms of

water isotope measurements was shown to be insignificant (see Supplementary Material 1). This consistency lends confidence for the observed rainfall isotopic signatures between April 2018 and May 2021.

Peat pore waters were sampled monthly from October 2019 to February 2021 at 19 different samples locations using a peristaltic pump (excepted November and December 2019 and January 2021). Before sampling, piezometers were totally emptied when possible, and otherwise the equivalent of 3 piezometer volumes were withdrawn.

In order to identify vertical water chemistry gradients within the peat as suggested by (Lhosmot et al., 2023, 2021), pore water was sampled monthly, near the surface, at intermediate depth and at the bottom of the peat column. Superficial peat pore water was sampled within the upper 50 centimeters in the piezometers TV3, TV6, TV9surf, TV12surf, PP3, GBsurf, BM12surf, BM18surf, and BM1surf. The fen area, named BM1surf, was characterized by two piezometers separated from each other by only 15 m. The first piezometer was used in January and February 2020, and the second one was used for all subsequent samples. Intermediate and deep peat pore waters were sampled in panpipe array piezometers (Fig. 2). Intermediate depths correspond to piezometers TV2 (136–166 cm, depth from the surface), TV5 (87–137 cm), B (100–120 cm), D (80–100 cm), and PP2 (65–115 cm). Pore waters in deep peat layers (less than 10 cm away from the underlying mineral substratum) correspond to piezometers TV1 (220–235 cm), TV4 (230–240 cm), A (250–270 cm), C (175–195 cm), and PP1 (125–215 cm).

The main outlet (O_central) and its two tributaries (O_left and O_right) were also sampled 17 times between October 2019 and February 2021. O_right drains ~20 % of the topographic catchment including the main part of the active peatland. In parallel, water flowing toward the neighbouring "Creux-au-Lard" (CL) sinkhole was sampled 13 times between November 2019 and February 2021. In order to characterize surface waters that may be stagnant in some places, a pond at the south of the peatland was sampled in April 2020 (Fig. 2).

In order to characterize the composition of regional groundwater water was sampled at the foot of the Laveron anticline (Fig. 1) from May 2020 to July 2021. This sample "TB" ("Tunnel de Bouverans") corresponds to a drain within a railway tunnel crosscutting perpendicularly the Laveron anticline, thus integrating the average signature of the Jurassic anticline aquifer.

While water was systematically sampled for water isotopes and major ion composition at the peatland site, TB was sampled 4 times for water isotopes and 8 times for dissolved elemental composition.

Sampling for Sr isotopes was performed in two campaigns, at low flow in July 2020 (July-20) and at high flow in February 2021 (Feb-21). GBsurf (peat pore water), O_right, O_left, CL and TB were only sampled in February 2021 for Sr isotopes.

For major element and Sr isotope analyses, the samples were filtered with 0.45- μm acetate cellulose filters within 12 h after sampling and stored in HDPE bottles. Aliquots for cations were acidified with nitric acid in order to avoid adsorption and mineral precipitation. The bottles for Sr isotope analyses were previously cleaned with ultra-pure nitric acid. For water isotopes, glass vials were filled without air bubbles with unfiltered samples. All samples were stored at 4°C prior to analysis.

3.2.2 Major elements analyses

EC and pH were measured directly on the field with manual multimeters (ODEON Ponsel SN-ODE OA and WTW 340i). Alkalinity was determined in the laboratory through Gran titration using 0.01 M sulfuric acid.

Cation (Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+}) and anion (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , F^-) concentrations were respectively determined by Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES, Thermo iCAP 6500) and High-Performance Liquid Chromatography (HPLC, ICS 1000) at the PEA²T analytical platform of the Chrono-Environnement laboratory. The analytical precision was below 5 %.

The normalized inorganic charge balance ($\text{NICB} = \frac{\sum \text{Cations} - \sum \text{Anions}}{\sum \text{Cations} + \sum \text{Anions}}$) was evaluated for all the samples. NICB was well-balanced for the most mineralized waters ($\text{EC} > 200 \mu\text{S cm}^{-1}$, $\text{NICB} = 0.6 \pm 3.7 \%$, $n = 75$). However, a relative cation excess is found in the most diluted samples ($\text{EC} < 50 \mu\text{S cm}^{-1}$, $\text{NICB} = 39.1 \pm 24.4 \%$, $n = 112$). Such imbalance is common for peatland waters and generally attributed to the negative charge carried by dissolved organic carbon (DOC), which is challenging to include in the calculation of the NICB (Reeve et al., 1996; Steinmann and Shoty, 1997; Urban et al., 2011). In addition, the robust linear relationship ($R^2 = 0.99$, $p\text{-value} < 0.05$) between the alkalinity and the sum of concentrations of Ca^{2+} , Mg^{2+} , and Sr^{2+} suggest that the alkalinity is essentially derived from carbonate dissolution (*i.e.* HCO_3^- ; Supplementary Material 2).

3.2.3 Isotopes of the water molecule

3.2.3.1 Analytic measurement

Water stable isotope analyses ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) were performed at the Geology Laboratory of the Jean-Monnet University (Saint-Etienne, France) using a gasBench II (Thermo, Bremen, Germany) coupled to a Delta V plus isotope ratio mass spectrometer (Thermo) operating in continuous flow mode with helium carrier gas. $\delta^{18}\text{O}$ analysis were done using the $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ equilibration method (Epstein and Mayeda, 1953) while δD analysis were done using platinum catalyst and the $\text{H}_2\text{-H}_2\text{O}$ equilibration method (Horita, 1988). The isotope ratios were measured by Isotope Ratio Mass Spectrometry (IRMS, Delta V Plus Thermofisher). The oxygen and hydrogen isotope compositions of waters are expressed in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values, respectively, both relative to the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) in ‰:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ or } \delta^2\text{H} = \left[\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000 \text{ (Eq. 1)}$$

All samples were analyzed against three IAEA international standards, SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation), GRESP (GREENland Summit Precipitation) and SMOW (Standard Mean Ocean Water). To ensure the absence of any instrumental drift and to assess measurement accuracy, runs of 48 samples were performed with replicate analysis of standards and samples, three and two times, respectively. The analytic uncertainty was better than $\pm 0.1 \text{ ‰}$ and $\pm 1 \text{ ‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively.

3.2.3.2 Local Meteoric Water Line and weighted average isotope signature

The monthly monitoring of rainfall stable water isotopes at Forbonnet were used to define three Local Meteoric Water Line (LMWL). A LMWL was constructed for the period from 2020-05-12 to 2021-05-12 ($n = 13$). For this LMWL, the sampler with the handmade collector was only used for June 2020. Two additional LMWLs were defined for the periods from 2018-03-30 to 2019-03-23 ($n = 9$) and from 2019-07-19 to 2020-07-20 ($n = 13$) based on samples collected with the handmade collector. We also calculated the average annual $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ rainfall composition for these three hydrological years:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ or } \delta^2\text{H} = \frac{\sum_i^n \delta^{18}\text{O}_i \cdot V_i}{\sum_i^n V_i} \text{ (Eq. 2)}$$

Where i is the month, n the number of months during the considered period and V_i the volume (m^3) of rainfall collected during month i .

3.2.4 Dissolved Sr isotopes

Sr isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio) analyses were carried out at the High Resolution Analytical Platform (PARI) of the Institut de physique du globe de Paris (IPGP).

The first step consisted in isolating the dissolved Sr from the matrix of the water sample. For sample with the highest Sr/matrix ratios ($n = 11$), this step was achieved by automated ion chromatography following the method of Meynadier et al. (2006). For the other samples ($n = 32$), separation was carried out manually using columns loaded with 0.2 mL of Sr-SPEC resin (Eichrom). After cleaning the resin, the sample was introduced in HNO_3 3M to fix Sr on the resin. Then, Milli-Q H_2O was used to elute Sr (e.g. Hajj et al., 2017; Nevers et al., 2021; Rapuc et al., 2021).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were then measured using a Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICP-MS; Thermo Scientific Neptune) in low-resolution mode (Hajj et al., 2017; Nevers et al., 2021). Purified Sr solutions were introduced into the MC-ICP-MS with an APEX desolvation unit and a PFA nebulizer at a rate of 50 to 100 $\mu\text{L min}^{-1}$, depending on the measurement session, and at Sr concentrations between 50 and 200 ppb. Each sample was measured up to 3 times. The NIST SRM987 pure Sr isotope standard was measured repeatedly during measurement sessions to monitor the reproducibility of the measurement. The accuracy of the whole protocol was assessed by the repeated measurement of the SLRS-6 standard (St-Lawrence River water, National Research Council of Canada) yielding 0.71215 ± 0.00005 (2σ , $n = 11$), close to values reported by Yeghicheyan et al. (2019) (0.71205 ± 0.00002 (2σ)) and Yeghicheyan et al. (2021) (0.71209 ± 0.00001 (2σ)).

3.3 Strontium isotopic ratios of the potential rock sources of dissolved material

The Cretaceous limestone (Hauterivian age) sampled at the sinkhole CL (south of the active peatland) and the overlying Quaternary fluvio-glacial sediments (two replicates) sample below the active peatland were analyzed at IPGP for their geochemical composition (Fig. 2). A four-step sequential leaching procedure was conducted on these samples in order to extract the various mineral components using Milli-Q H_2O (releasing easily exchangeable matter and salts), 1M acetic acid (Ac. Ac.; partially dissolving carbonate minerals), 1M HCl (mixture between carbonate minerals, oxides, and potentially some silicate material) and digestion of the residual silicate material with concentrated HF and HNO_3 . Major and trace elements were measured on the leachate solutions using a Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS; Agilent 7900) with a precision better than 5 % (Supplementary Material 3). Leachate $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were also measured following the same procedure as for water samples described above using the manual method for chromatographic separation. The reference material SRM279a (San Joaquin Soil) produced by the NIST was measured to assess the accuracy of the protocol, yielding values (0.70820 ± 0.00000 (2σ , $n=2$)) close to those reported by Rapuc et al. (2021) and Bouchez and von Blanckenburg (2021) (0.70823 ± 0.00002 (2σ) and 0.708133 ± 0.00007 (2σ), respectively).

4 Results

4.1 Water stable isotopes

4.1.1 Multi-annual, seasonal and altitudinal recharge patterns

We calculated a LMWL ($\delta^2\text{H} = 7.9 \pm 0.2 \times \delta^{18}\text{O} + 9.6 \pm 0.7$; Fig. 4-A) over two independent hydrological years (April 2018-March 2019 and mid-May 2020-mid-May 2021), which we will call "2018-2021 LMWL" below. The prediction interval of this LMWL is based on the complete data set, showing the absence of outliers. Its confidence interval is in agreement with the GMWL of Gourcy et al. (2005) ($\delta^2\text{H} = 8.14 \pm 0.02 \times \delta^{18}\text{O} + 10.9 \pm 0.2$).

In order to consider the interannual variability of rainfall signatures, a LMWL could be calculated for three periods (T1 = April 2018-March 2019, T2 = mid-July 2019-mid-July 2020 and, T3 = mid-May 2020-mid-May 2021, Fig. 4-B). The values of the slope and intercept of the T1 and T2 trends overlap within confidence interval uncertainty (T1: $\delta^2\text{H} = 7.8 \pm 0.5 \times \delta^{18}\text{O} + 6.8 \pm 4$, $R^2 = 0.97$, and T2: $\delta^2\text{H} = 7.6 \pm 0.3 \times \delta^{18}\text{O} + 6.3 \pm 2.8$, $R^2 = 0.98$). The significantly different trend obtained for T3 ($\delta^2\text{H} = 8.1 \pm 0.3 \times \delta^{18}\text{O} + 13 \pm 2.5$, $R^2 = 0.99$) is due to the very depleted signature measured in December 2020 ($\delta^2\text{H} = -15.9 \text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = -11.8 \text{‰}$; Fig. 5-A). Without this data point, the LMWL of T3 is virtually the same as those of T1 and T2 (T3 without December 2020: $\delta^2\text{H} = 7.8 \pm 0.4 \times \delta^{18}\text{O} + 10.3 \pm 3.7$, $R^2 = 0.97$).

Amongst these three time periods the annual volume-weighted $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ averages (Eq. 2) are significantly different ($\delta^{18}\text{O} = 8.1$; -7.0 and -9.0‰ for T1, T2 and T3), indicating an inter-annual variability of the input signature.

In temperate and mountainous regions the rainfall isotope signature typically shows a marked seasonal pattern with more depleted $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values in winter (Rozanski et al., 1993). The most depleted rainfall signatures at the Forbonnet peatland occur indeed in winter (December to March; $\delta^{18}\text{O}$ ranging from -15.9 to -7.7 ; average = $-10.1 \pm 2.2 \text{‰}$, $n = 13$), while the heavier signatures are observed in summer (June to September; $\delta^{18}\text{O}$ ranging from -9.1 to -3.4 ; average = $-6 \pm 1.4 \text{‰}$, $n = 10$, Fig. 5-A-B). These seasonal variations are consistent with those found by Leroux (2010) who observed near the lake "Saint Point" 10 km to the SE of the Forbonnet peatland (46.778°N , 6.277°E , $z = 850 \text{ m a.s.l.}$) rainfall $\delta^{18}\text{O}$ values ranging between -11‰ in winter to -4.6‰ in summer.

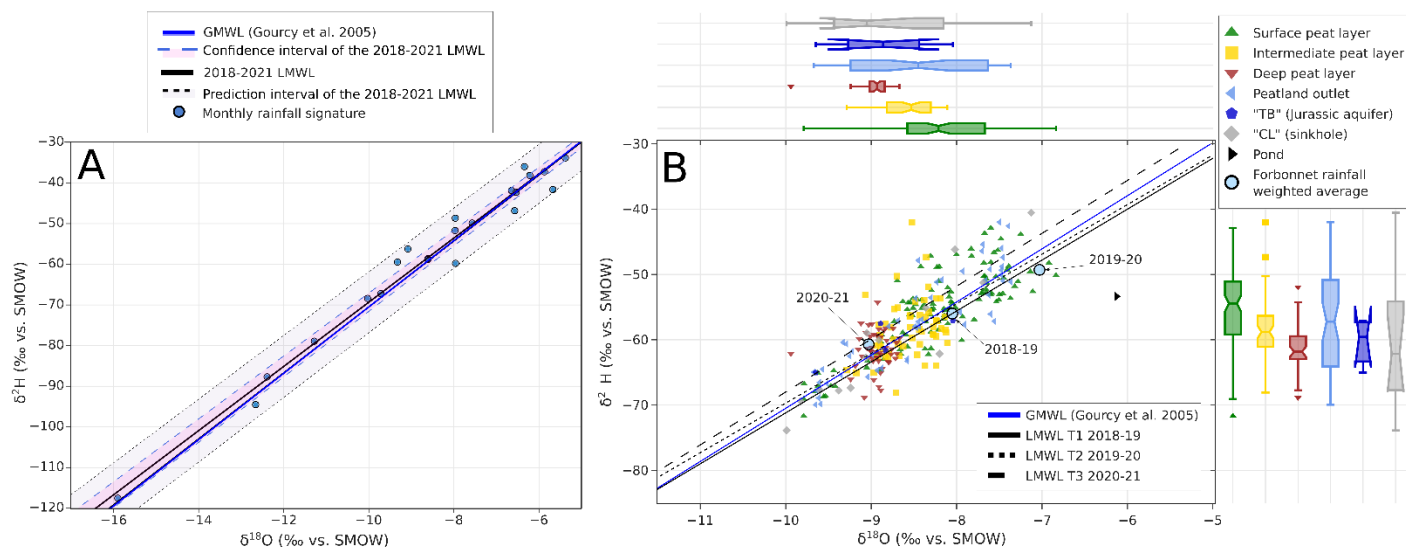


Figure 96 : **Fig. 4:** A: Dual isotopic plot ($\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) with rainfall from Forbonnet for two hydrological years, whose periods do not overlap (April 2018-March 2019 and mid-May 2020-mid-May 2021). The 2018-2021 Local Meteoric Water Lines (LMWL) based on these samples, as well as the Global Meteoric Water Line (GMWL), are plotted with the corresponding confidence intervals. The prediction interval of the 2018-2021 LMWL is also plotted.

B: Dual isotopic plot ($\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) of peat pore water and Jurassic karst groundwater (TB sample) for all sampling campaigns. Large blue circles correspond to the amount-weighted annual isotopic composition of rainfall at Forbonnet for 3 sampling periods (T1 = April 2018-March 2019, T2 = mid-July 2019-mid-July 2020 and, T3 = mid-May 2020-mid-May 2021). The GMWL and the LMWLs of the 3 periods are plotted separately.

4.1.2 Spatio-temporal variations of pore waters

Pore waters $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ signatures are distributed along the LMWLs, indicating the absence of influence of kinetic fractionation by evaporation. Evaporation was however detectable for the surface water pond sampled in April 2020 (Fig.4-B), consistently with other studies of temperate or northern peatlands (Levy et al., 2016; Santoni et al., 2021).

Superficial pore waters present the largest isotopic variation ($\delta^{18}\text{O}$ from -9.8 to -6.8 ‰) reaching the most enriched signatures, usually heavier than -8 and -55 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively (Fig. 4-B). Some specific superficial points (e.g., PP3, TV9surf, BM12surf, BM1surf, and GBsurf) show a strong seasonal amplitude with the most depleted $\delta^{18}\text{O}$ values of our dataset for some winter campaigns (2020-01-27, 2020-12-15, 2021-02-24; $-8.7 < \delta^{18}\text{O} < -9.8$ ‰). However, the other superficial points (TV3, TV6, TV12surf, and BM18surf) show more invariant $\delta^{18}\text{O}$ values at the same dates (-8.7 to -8.9 ‰ for TV6; and from -8.2 to -7.3 ‰ for TV3, TV12surf, and BM18surf).

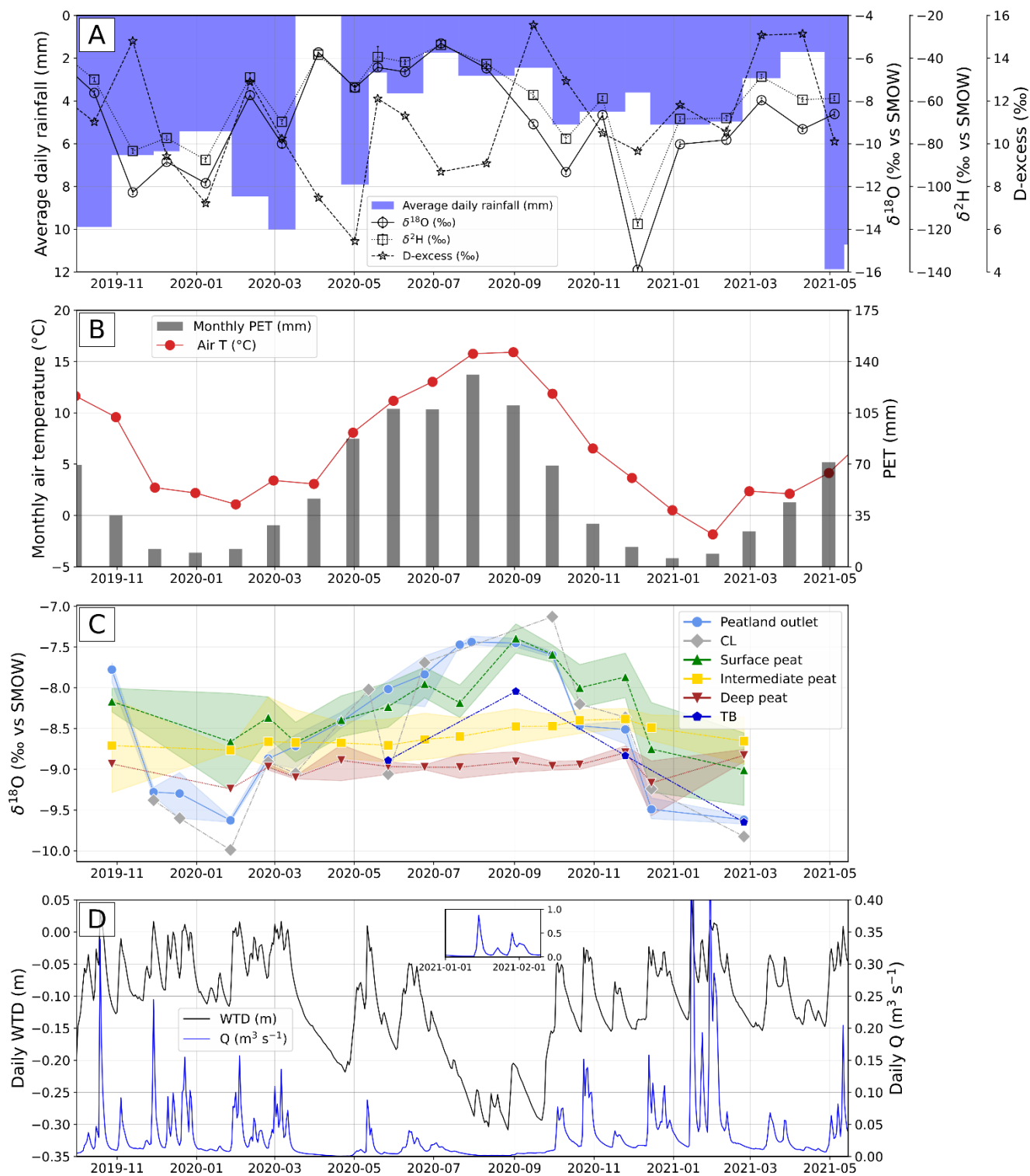


Figure 97 : **Fig. 5:** Temporal evolution of hydrometeorological parameters, $\delta^{18}\text{O}$ of the different compartments of the peatland and of the Jurassic karst aquifer, and hydrological conditions of the peatland. A: Average daily rainfall and $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}/\text{D-excess}$ signatures. B: Monthly Potential Evapotranspiration (PET) and air temperature ($^{\circ}\text{C}$). C: $\delta^{18}\text{O}$ values of the different compartments of the peatland and of the Jurassic karst aquifer. The peatland outlet corresponds to the main outlet and its two tributaries. The colored band correspond to the 95 % confidence interval. "CL" is the sinkhole sample neighbor of the peatland, and "TB" is the Jurassic karst aquifer sample. D: Daily average outlet discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and water table depth (m) measured at the scientific platform.

Intermediate and deep waters present a narrower range of $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -9.3 to -8.1 and from -9.9 to -8.7 ‰, respectively (Fig. 4-B; Fig. 5-C). Further considering only overlapping dates and similar sampling extent, the $\delta^{18}\text{O}$ values of the shallow pore water (-8.1 ± 0.6 ‰) is on average significantly (p -value < 0.05) enriched compared to the intermediate (-8.6 ± 0.3 ‰) and the deep (-9 ± 0.2 ‰) waters. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the intermediate layer are with respect to the deep water significantly enriched (p -value < 0.05 ; Fig. 6).

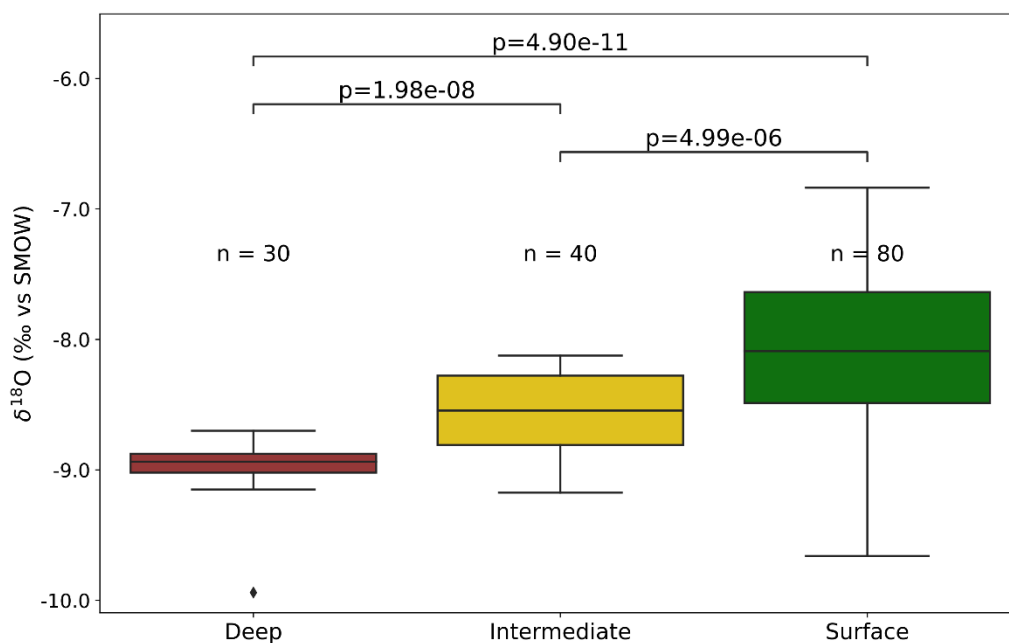


Figure 98 : **Fig. 6:** Variability of $\delta^{18}\text{O}$ values in superficial, intermediate, and deep peat pore water. The whisker plots are based on samples from 10 field campaigns (2020-04-21, 2020-05-27, 2020-06-24, 2020-07-21, 2020-09-02, 2020-09-30, 2020-10-21, 2020-11-25, 2020-12-15, 2021-02-24). We use samples GBsurf, TV3, TV6, BM1surf, BM12surf, BM18surf, TV9surf, and TV12surf for the surface layer; samples TV2, TV5, B, and D for the intermediate layer; and samples A, C, and TV1 for the deep layer. Pairwise comparisons were performed with the Mann-Whitney U test (p -values provided).

4.2 Solute concentrations of pore waters

Solute concentrations as well as $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and stable water isotopes for the campaigns of 2020-07-21 and 2021-02-24 are available in Supplementary Material 4.

Regional groundwater flowing in the Jurassic limestone (sample TB) is pH-neutral, with EC and bicarbonate concentrations ranging from 303 to 403 $\mu\text{S cm}^{-1}$, and from 3.5 to 4.5 mmol L^{-1} , respectively. The pond sample is poorly mineralized (EC = 13 $\mu\text{S cm}^{-1}$) and acidic (pH = 5). The water of the sinkhole (CL) has pH values ranging between 5.9 and 7.7 (average = 7) and EC values ranging from 32 to 113 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (average = 71 $\mu\text{S cm}^{-1}$), while at the main peatland outlet, pH is 6.5 ± 0.4 and EC ranges from 21 (winter and high flow conditions) to 336 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (summer and low flow conditions, average \pm s.d. = 81 ± 68 $\mu\text{S cm}^{-1}$). Regarding peat pore waters, superficial pore waters are acidic (pH = 5 ± 0.7) and poorly mineralized (EC = 39 ± 20 $\mu\text{S cm}^{-1}$) while deep pore waters present circum-neutral pH and are highly mineralized (EC = 569 ± 155 $\mu\text{S cm}^{-1}$). Intermediate depth pore waters display pH (pH = 6 ± 0.5) and EC (EC = 169 ± 93 $\mu\text{S cm}^{-1}$) values between these two extremes.

The main dissolved inorganic species of the peatland waters (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+}) have higher concentrations at deep (6.0 ± 1.7 ; 2.9 ± 0.8 , and ~ 0.1 mmol L^{-1} , respectively) than at the surface (0.2 ± 0.3 ; 0.2

± 0.2 and ~ 0.01 mmol L⁻¹, respectively). In addition, HCO₃⁻ and (Mg²⁺ + Ca²⁺ + Sr²⁺) show a strong positive linear correlation (p-value < 0.05, R² = 0.99).

The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of the peatland outlet and pore waters range between 0.70769 and 0.70991 and show as the major ions a vertical gradient with 0.70866 ± 0.00065 , 0.70809 ± 0.00019 , 0.70786 ± 0.00014 , for the superficial, intermediate and deep peat layers, respectively. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of the TB sample is 0.70760 ± 0.00002 .

5 Discussion

5.1 Water origins

The vertical contrast in water isotopes within the Forbonnet peatland may reflect a range of different recharge mechanisms and flow dynamics. The similarity in the temporal variations of the water isotopic signature of precipitation, superficial pore waters, and outlet discharge suggests a rapid transfer of rainwater to the outlet (Fig. 5-A-D). First, the $\delta^{18}\text{O}$ values of the main outlet (O_Central) and its two tributaries (O_Right and O_Left) show a similar temporal variability, arguing for the main outlet being representative of the two drained entities of the peatland catchment (Fig. 5-C). Second, such seasonal variation is consistent with the studies of Bertrand et al. (2021) and Lhosmot et al (2021), which both highlight the fast reactivity of the piezometric levels within the peatland and discharge at the outlet following precipitation events (time lag of about 3 days), at any season of the year. In contrast, longer time lags between rainfall and pore water changes in water isotopes is observed for some locations (TV3, TV6, and TV12surf) of the restored, rewetted, and almost permanently flooded area. In this zone that was previously altered by drainage, it is possible that the hydraulic conductivity of peat decreased due to peat subsidence and compaction, limiting water renewal (Regan et al., 2019). Such a process should favor surface runoff to the expense of infiltration into the shallowest portion of the peat column. For the BM18surf sampling site, located near the main surficial water flowpath (Fig.1), the slow response of $\delta^{18}\text{O}$ values suggest that the peat's hydraulic conductivity is locally low, thus highlighting the spatial heterogeneity of hydraulic behavior of superficial peat.

In contrast to superficial waters, the more constant and depleted signatures of deeper pore waters could be interpreted as reflecting preferential isotopically depleted recharge (Jasechko et al., 2014) during cold months ("seasonal effect"), which is expected to be favored by limited evapotranspiration during winter (Lhosmot et al., 2021). However, these signatures could alternatively reflect infiltration from higher altitudes ("altitude effect"; *e.g.*, Bertrand et al., 2010, 2014). Such a process is expected to be observed in folded karstic landscape affected by regional faults like in the Jura Mountains, where permeable rocks and thin soils favor diffuse infiltration, while fractures and sinkhole promote rapid infiltration (Bicalho et al., 2019; Delle Rose and Martano, 2018; Ozyurt and Bayari, 2008). Considering a mean isotopic altitudinal gradient of $\sim 0.2\text{‰}/100$ m (Leroux, 2010; Mudry, 1981), lower isotopic signatures with depth in the peatland could therefore reflect a transfer of the recharge from the anticlines (200 m higher in altitude) to the peatland bottom. This interpretation would be in agreement with Drexler et al. (1999) and Isokangas et al. (2017) who showed similar isotope depletions with depth in other peatlands, which were related to groundwater inflows at the peatland basis. This interpretation would also be consistent with geomorphological indices available next to the Forbonnet peatland, such as short-term flooding events in the CL sinkhole, which are potentially the result of punctual upflows from the underlying karst aquifer (Paran et al., in press). Similar hydraulic connections between karst aquifers and surface water through submerged so-called "pockmarks" are known from the neighboring "Entonnoir" ("funnel") lake 3 km from the Forbonnet peatland (Fig. 1; data not published) and

elsewhere in the Jura Mountains (*e.g.*, Neuchâtel lake, Letsch, 2020; Reusch et al., 2015). Letsch, 2020; Reusch et al., 2015). In the present case some analogous depressional structures have been observed at the bottom of the Forbonnet peatland by Ground Penetrating Radar (Paran et al., in press). We therefore suggest that these structures are potential pathways for regional groundwater inputs.

5.2 Hydrological processes affecting the variability in solute content

In order to jointly characterize the sources of water and dissolved species, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and EC are plotted as a function of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values for July-20 (base flow period) and Feb-21 (high flow period; Fig. 7-A-B). Dilution/concentration processes can be observed for the superficial pore water samples BM12surf and PP3. These samples show a shift in the source of both water (depleted by 1.2 ‰ and 1.7 ‰ in Feb-21 for $\delta^{18}\text{O}$) and solutes with an increase in the influence of atmospheric deposition (increase of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.70820 and 0.70884; to 0.70954 and 0.709174, respectively).

Graphically, regional groundwater represented by sample (TB) and local rainwater constitute reasonable end members to explain the positive trend between Sr and water isotopes (Fig. 7-A-B). The lowest $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values ($\sim -8.7/-9.2$ ‰ and $-60/-65$ ‰, respectively) correspond to the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (~ 0.7075 and 0.7080) but also to the most mineralized waters ($\text{EC} > 200 \mu\text{S cm}^{-1}$). Samples with $\text{EC} > 100 \mu\text{S cm}^{-1}$ are characterized by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7085$. The majority of samples with EC values higher than $400 \mu\text{S cm}^{-1}$, which corresponds to pore waters of the deep peat layer, are characterized by a narrow range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (between 0.7080 and 0.7077), similar to the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the karstic regional groundwater sample (TB: 0.7076). The positive relationship of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and EC values with $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ values indicate that the waters of the Forbonnet peatland are mixtures of contrasted solute sources.

Water and elemental fluxes may therefore result from rainfall input that may be then impacted solely by dilution/concentration, especially in the most superficial zones; or be subjected to water-rock interaction at the peat/mineral substratum interface after its infiltration. However, these water-rock interactions may be associated to (a) either local Quaternary sediments after local recharge and vertical infiltration preferentially occurring in winter, or (b) can rather result from the regional groundwater transit through Jurassic limestone, Cretaceous, and/or Quaternary deposits, before supply through the peatland basis.

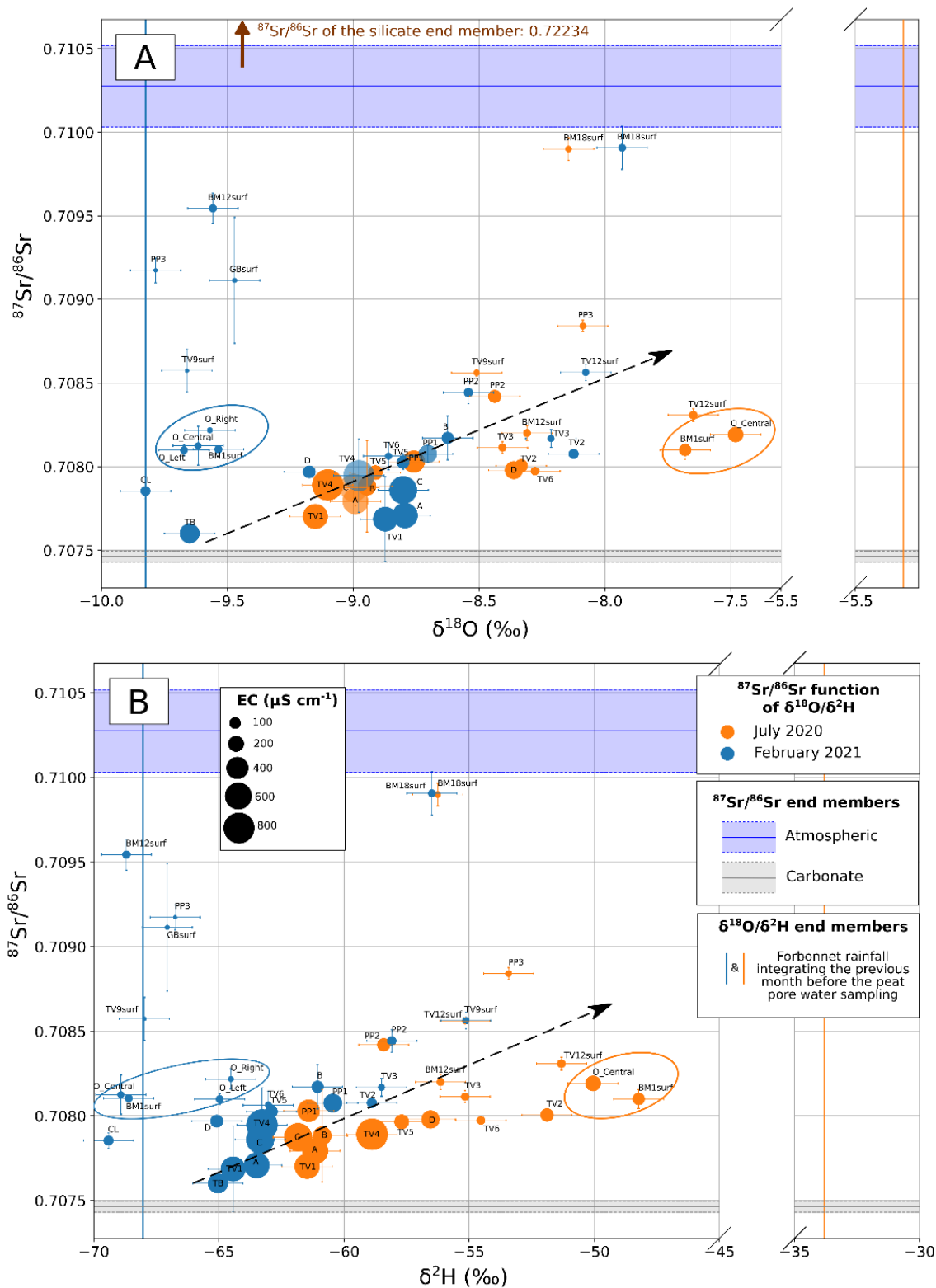


Figure 99 : **Fig. 7:** Relation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and (A) $\delta^{18}\text{O}$ values and (B) $\delta^2\text{H}$ values for peat pore waters sampled in July 2020 and February 2021. The vertical error bar represents the 95 % confidence interval. The horizontal error bar represents the maximum analytical uncertainty (± 0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and ± 1 ‰ for $\delta^2\text{H}$). The size of the plot symbols is proportional to the electrical conductivity (EC) of the sample ($\mu\text{S cm}^{-1}$). More information about the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of end members is available Supplementary Material 5. Vertical lines show the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ signature of the Forbonnet rainfall integrated over the month before sampling.

5.3 Sources of solutes to the peatland

5.3.1 Definition of geochemical end members

In order to discuss the potential origins of solutes, we combined the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Na/Sr, Ca/Sr, and Mg/Sr ratios for waters sampled in July-20 and Feb-21 considering the hydrogeological context of the peatland. The relationship between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Na/Sr ratios highlights the influence of three end members: 1) atmospheric inputs, 2) silicate rock dissolution, and 3) carbonate rock dissolution (Fig. 8-A-D). In addition to these three potential solute sources, the relationships between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Ca/Sr and Mg/Sr ratios suggest the influence of at least two different types of carbonates rocks (Fig. 8-B-C-E and F).

The atmospheric end member was defined according to previously published data of regional rainfall chemical composition including bulk (Bedel et al., 2016; Probst et al., 2000) and wet deposition (Négrel and Roy, 1998). Unfortunately, to our knowledge no data exist on the elemental and Sr isotope composition of precipitation in the Jura mountains. However, Joly et al. (2010) suggest that its composition is similar to that of the neighboring Massif Central and the Vosges Mountains because the rainwater originates for all from Atlantic ocean. As a consequence, our compilation includes: 13 samples from the Massif Central covering an entire hydrological year (Négrel and Roy, 1998, 45.653°N, 3.140°E), 2 annual bulk rainfall samples from the plateau of Lorraine (Bedel et al., 2016; 49.106°N, 5.072°E and 48.488°N, 6.695°E, only for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios) and 5 samples from the Vosges Mountains covering winter, late summer and spring (Probst et al., 2000; 48.212°N, 7.193°E).

Regarding the geogenic end members, we use the composition of leachates from local rock samples corresponding to Quaternary sediments (sample named QS) and Cretaceous limestone (sample named CC; see Supplementary Material 3). Consistent with the age of the CC sample (Hauterivian), the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the bulk CC sample ($0.70763 \pm 1.5 \cdot 10^{-5}$) is close to that of those of the seawater in the lower Cretaceous (~ 0.7075 ; Burke et al., 1982).

The silicate end member was characterized by digestion of the residue left after the three-step leaching procedure (Section 3.3) of the QS samples. The residue of the CC sample was not used for this because it probably still contained a significant amount of carbonate minerals. Indeed, (1) the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the CC residue ($0.71197 \pm 3 \cdot 10^{-5}$) was substantially lower than for the QS sample (between $0.72191 \pm 0.9 \cdot 10^{-5}$ and $0.72276 \pm 0.7 \cdot 10^{-5}$), and (2) it contained almost six times more Ca (12,000 vs. 2000 ppm), and on average 3, 5, and 79 times less Al, K, and Na, respectively (CC sample: Al = 2,699 ppm, K = 1,514, Na = 35 ppm; QS sample: Al = 7,382-11,883 ppm, K = 7,313-7,621 ppm, Na = 2,754-2868 ppm).

The carbonate end member $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Na/Sr ratios were defined using the Ac. Ac. and HCl leachates of the CC sample together with the Ac. Ac. leachate of the QS sample. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of these leachates range between $0.70743 \pm 0.25 \cdot 10^{-5}$ (s.d.) and $0.70750 \pm 0.003 \cdot 10^{-5}$ consistent with a carbonate signature. These values are furthermore similar to those of groundwater from the upper Jurassic limestone of the Jura Mountains analyzed in this study (TB sample: $0.70760 \pm 2 \cdot 10^{-5}$) and by Muralt (1999; values ranging from 0.70698 to 0.70782). However, this close similarity also shows that Sr isotopes cannot help to distinguish between the various carbonate-bearing lithologies of the Jurassic, the Cretaceous, or fluvio-glacial sediments.

In order to better separate the contribution of these different carbonates, we use the Mg/Sr and Ca/Sr ratios of the Ac. Ac. leachates of the QS sample and the Ac. Ac. and HCl leachates of the CC sample. These ratios allow us to distinguish between carbonates hosted by the QS and the CC. The CC sample has lower Mg/Sr (23-26) and Ca/Sr (2,427-2,704) ratios than the QS sample (Mg/Sr = 342-361 and Ca/Sr = 3,596-3,605). However, the regional groundwater (sample TB) from the Jurassic limestone has similar ratios as the QS sample

(Mg/Sr = 300-500 and Ca/Sr = 2,800-4,300), making it impossible to distinguish between Quaternary sediments and Jurassic limestone as sources of dissolved ions. As a consequence, we use in the following mixing analysis a single synthetic carbonate end-member source called "QS/JL".

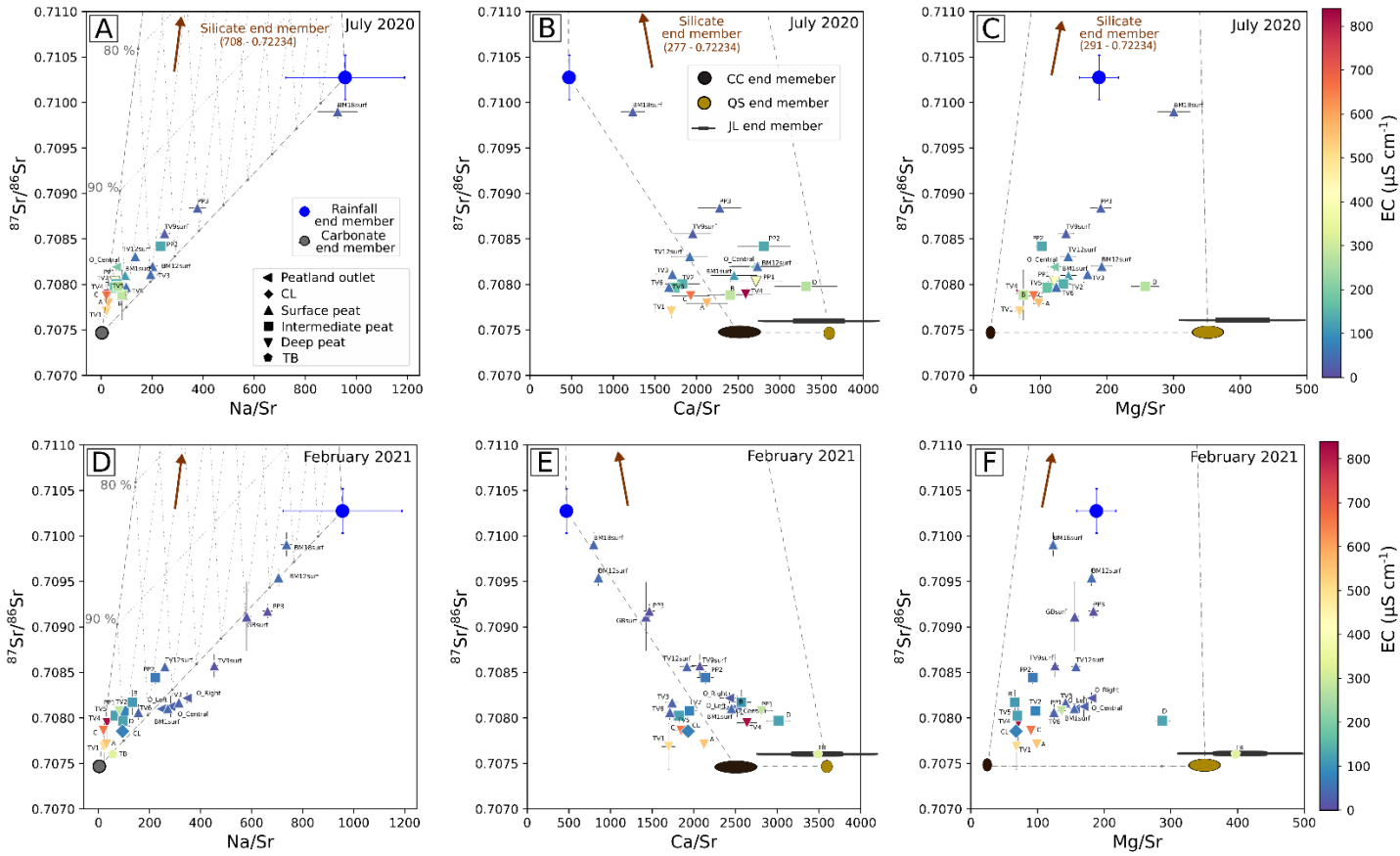


Figure 100 : **Fig 8**: Relations between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and elemental ratios (Na/Sr, Ca/Sr, and Mg/Sr) for the July 2020 (subplots A, B and C) and February 2021 (subplots D, E and F) sampling campaigns. The color gradient of the symbol indicates the EC of the waters. The rainfall, silicate, and carbonate end member are plotted. For $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Na/Sr (subplots A and D), the carbonate end member is unique. In the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Ca/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Mg/Sr spaces (subplots B, C, E and F), two carbonate end members can be identified, with low-Ca/Sr and Mg/Sr ratios corresponding to Cretaceous limestone ("CC" end-member) and high-Ca/Sr and Mg/Sr corresponding to carbonates present in local Quaternary sediment sampled below the peatland, and/or to water flowing through the Jurassic Limestone ("QS/JL" end-member). For Ca/Sr and Mg/Sr, the ranges for the Jurassic karst waters (TB sample) are represented by the black horizontal bar.

5.3.2 Mixing model equations

The contributions of the three geochemical end-members (i = atmospheric deposition, carbonate minerals, silicate minerals) to the Sr budget of the peatland waters (F_i^{Sr}) were calculated using a mixing model consisting in a system of three-equations (Eqs. 3-5; Supplementary Material 5):

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{water}} = F_{\text{carbonate}}^{Sr} * \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{carbonate}} + F_{\text{silicate}}^{Sr} * \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{silicate}} + F_{\text{atmo}}^{Sr} * \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{atmo}} \quad (\text{Eq. 3})$$

$$\left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{water}} = F_{\text{carbonate}}^{Sr} * \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{carbonate}} + F_{\text{silicate}}^{Sr} * \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{silicate}} + F_{\text{atmo}}^{Sr} * \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{atmo}} \quad (\text{Eq. 4})$$

$$F_{\text{carbonate}}^{Sr} + F_{\text{silicate}}^{Sr} + F_{\text{atmo}}^{Sr} = 1 \quad (\text{Eq. 5})$$

Based on the Sr contributions calculated using Eqs. 3-5, we can calculate the contributions of the same end members to the budgets of the other elements dissolved in the waters of the Forbonnet peatland. As the two carbonate sources (CC and QS/JL) have distinct Ca/Sr and Mg/Sr ratios, we used these ratios to separate the contributions of 4 (rather than 3 for Sr) end members to the dissolved Mg budget: atmospheric, silicate, CC, and QS/JL. We used the Mg rather than the Ca as the end members allow to fully explain the distribution of the signatures of the samples with the Mg/Sr ratio (Fig. 8-C and F). The atmospheric and silicate contributions to the dissolved Mg budget (F_j^{Mg}) are calculated according to:

$$F_j^{Mg} = \frac{F_j^{Sr} \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_j}{\left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{sample}} \quad (\text{Eq. 6})$$

where j = atmospheric, silicate.

Given that:

$$\left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{water} = F_{silicate}^{Mg} * \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{silicate} + F_{atmo}^{Mg} * \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{atmo} + F_{CC}^{Mg} * \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{CC} + F_{QSC/JL}^{Mg} * \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{QSC/JL} \quad (\text{Eq. 7})$$

$$F_{silicate}^{Mg} + F_{atmo}^{Mg} + F_{CC}^{Mg} + F_{QSC/JL}^{Mg} = 1 \quad (\text{Eq. 8})$$

$F_{QSC/JL}^{Mg}$ can be calculated as follows:

$$F_{QSC/JL}^{Mg} = \frac{\left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{sample} - (F_{silicate}^{Mg} * \frac{Mg}{Sr}_{silicate}) - (F_{atmospheric}^{Mg} * \frac{Mg}{Sr}_{atmospheric}) - \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{CC} + \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{CC} * F_{atmospheric}^{Mg} + \left(\frac{Mg}{Sr}\right)_{CC} * F_{silicate}^{Mg}}{\frac{Mg}{Sr}_{QSC/JL} - \frac{Mg}{Sr}_{CC}} \quad (\text{Eq. 9})$$

In order to propagate uncertainties through the mixing model, 10,000 calculations were run for each sample using analytical uncertainty as inputs for the sample composition, and uncertainty as described in Supplementary Material 5 for the end member compositions. The results of simulations are available in Supplementary Material 4.

5.3.3 Contribution of solutes sources to the solutes budget of peat pore waters

From the results of the mixing model we first assess the atmospheric, silicate, and carbonate contributions to the dissolved Sr budget using the Na/Sr- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relationship (Eq. 3-4-5). Fig. 8-A-D shows that pore water samples are distributed along a binary mixing line between the atmospheric and carbonate end members, while the contribution of the silicate end member remains < 4 %. The most mineralized samples show the highest carbonate contribution ($F_{carbonate}^{Sr} = \sim 95\%$), similarly to the regional groundwater (TB; $F_{carbonate}^{Sr} = 94.9 \pm 0.6/0.5\%$). The least mineralized waters ($\text{EC} < 100 \mu\text{S cm}^{-1}$), corresponding to the most superficial samples, show the highest atmospheric contribution ($F_{atmospheric}^{Sr} = 29 \pm 19.2\%$; reaching 73 % for BM18surf).

In addition, although it remains challenging to distinguish the contribution of carbonates hosted by Quaternary sediments (QS) from those of the Jurassic limestone (JL, because of their overlapping geochemical composition, Fig. 8-B-C-E-F), our mixing model suggests that for most of the peat pore waters as well as at the peatland outlet the contribution of the CC end member ($56.5 \pm 20.1\%$) is significantly (p -value < 0.05) higher than the QS/JL contribution ($17.6 \pm 14.2\%$) to the dissolved Mg budget. Consistent with its location in the regional geological context, the water sampled in the CL sinkhole is characterized by a high contribution of the CC end member ($F_{CC}^{Mg} = 75.2 \pm 1.4/1.7\%$). A greater contribution of the CC end member is almost systematically observed for all the pore waters except for piezometer D (intermediate layer) where the QS contribution is $58.6 \pm 9.2/7.3\%$ in July-20 and $66.1 \pm 10.1/7.6\%$ in Feb-21.

From a temporal point of view, the main outlet (O_central) and, the piezometer closest to the outlet (~15 m, BM1surf), both show a “twofold” behavior. Despite the fact that the exported waters seem to be mainly composed of local rainfall (consistently with $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ seasonal variations; Fig. 7-A-B), the constant $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (~0.70815) of these sampling points indicates that the water solute budget remains mainly controlled by carbonate dissolution even in winter when evaporative concentration is minimal ($F_{\text{carbonate}}^{\text{Sr}} = 91.3 \pm 2.3$ % in July-20 and $F_{\text{carbonate}}^{\text{Sr}} = 77.8 \pm 1.6$ % in Feb-21). There, the CC end member is the major contributor to the Mg budget ($F_{\text{CC}}^{\text{Mg}} = 64.8 \pm 5.5$ % in July-20, and $F_{\text{CC}}^{\text{Mg}} = 49.2 \pm 2.5$ % in Feb-21, Fig. 8) suggesting transfers from the Cretaceous aquifer found in the syncline structures surrounding the Forbonnet peatland, and arguing for a role of transfers at the peatland basis for the peatland water and solutes.

In summary, the above discussion suggests that the supply of water and solutes to the Forbonnet peatland results from multiscale watershed/peatland interactions related to structural and hydrologic constraints, acting at various geological and ecological interfaces, as summarized in the following.

5.4 Toward a multiscale hydrogeological model for hydrological and hydrogeochemical processes at the Forbonnet peatland

At the regional scale, the Forbonnet peatland is supplied by water and solutes through a combination of direct rainwater infiltration and groundwater from Jurassic, Cretaceous and Quaternary sediments. The upward water flow into the peatland, having the geochemical signature the Cretaceous, may occur by “piston effect” when water from the Jurassic aquifer of the anticline is transferred by hydrostatic pressure to the syncline through thrust faults (Luetscher and Perrin, 2005). In such a scenario, waters from the Jurassic anticline aquifer are transferred to the Cretaceous synclinal aquifer where carbonate dissolution supplies additional solutes, before they reach the peatland basis either directly through pockmarks, or by diffusion across the Quaternary sediments (Fig. 9-A). Similar groundwater transfers induced by topographic pressure gradients were identified by Isokangas et al. (2017) in a Finnish peatland complex, by Santoni et al. (2021) in a Mediterranean peatland or by Wilcox et al. (2020) in North American wetlands.

At a more local scale, the origin of pore water in the deep and intermediate layers seems to be spatially and temporally homogeneous throughout the peatland, at odds with rapid (*e.g.*, monthly, seasonal) transfer of rainfall as observed in peatlands elsewhere (Devito et al., 1997; Isokangas et al., 2017; Siegel et al., 1995). In parallel, the significant contributions of Cretaceous carbonates to the solute budget of the peatland surface and outlet waters highlights the transfer of dissolved species from deep peat layers. Such a transfer is consistent with the findings of Lhosmot et al. (2021), who showed that the average EC of the water at the peatland outlet in summer is positively correlated with winter recharge. However, the geochemical signature of the dissolved load of peat pore waters results from a heterogeneous mixing of ions from Quaternary sediments, Jurassic limestone, and Cretaceous carbonates. Such spatial heterogeneity suggests mixing of these different sources before the water reaches the peatland, *e.g.* at the karst-Quaternary sediment interface (Fig. 9-B).

At the peatland-surface scale, the balance between precipitation and evapotranspiration mainly controls the solute concentration, but the response of the superficial peat layer to seasonal variability of rainfall depends on the location within the peatland (Fig. 9-C). This observation highlights the so-called “cold” and “hot” spot of water circulation (Morris et al., 2011), reflecting the hydraulic heterogeneity of the system. The slow renewal of surface water in areas close to the backfilled drains (TV12surf, TV3, TV6) highlights the long-term consequences of drainage and peat subsidence, even four years after rewetting.

These hydraulic features lead us to propose that the Forbonnet peatland can be conceptualized as a hydrogeochemical mosaic currently sustaining vegetation dominated by ombrotrophic conditions (*Sphagnum*), but allowing for a patchy distribution of more minerotrophic conditions (*Phragmites*).

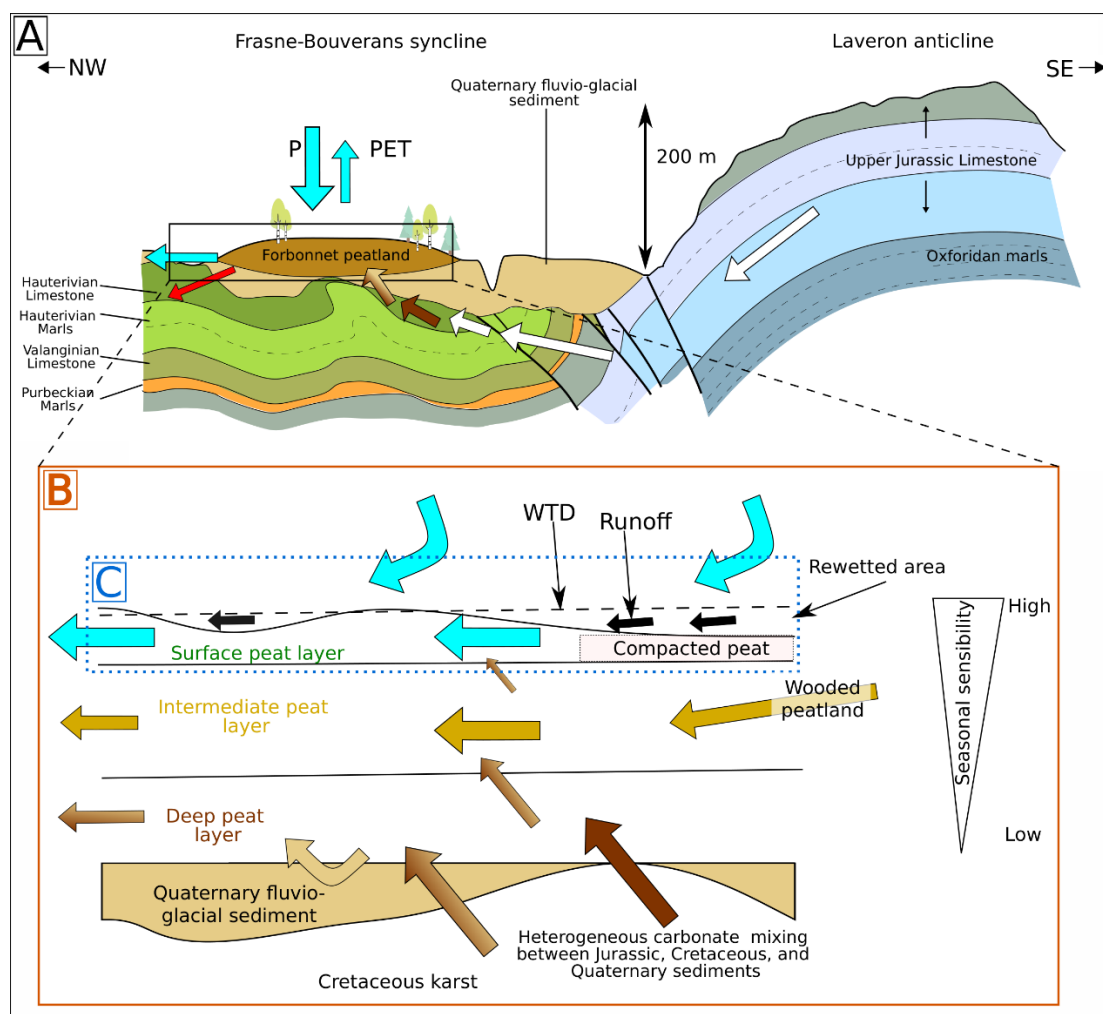


Figure 101 : Fig 9: Conceptual sketch at (A) regional, (B) local, and (C) the peatland-surface scales for water and solutes transfer within and around the Forbonnet peatland, building upon previous findings by Lhosmot et al. (2021).

6 Synthesis and perspectives

In the context of increasing water shortage and conflict of usages in temperate mountain environments (IPCC, 2022), this work illustrates the interest of combining geochemical approaches to clarify the complex patterns of water supply and elemental transfers that participate to sustain temperate peatlands in folded and karstic environments. Our results highlight different scales of interest from the regional to the peatland-surface scales to understand how the karstic and morainic carbonate rocks may constrain the hydrological and geochemical patterns of peatlands through groundwater inputs and further processes of transfers, mixing, and dilution/concentration of chemical elements. In particular, the atmospheric end member only constitutes an important part of the solute budget for some superficial waters. In fact, the solute budget is mainly controlled by the dissolution of carbonates ($F_{carbonate}^{Sr} = 80.9 \pm 18.7 \%$) while the silicate end-member contribution is very low ($< 4 \%$). In addition, Mg/Sr contrasts show that the carbonate origin is at least two-fold and that the Cretaceous limestone dominates the carbonate dissolution budget.

These interactions and the proposed multiscale functioning provide a range of perspectives about the evolution of watershed-peatland interactions, which strongly constrain current and future socio-ecosystemic services.

First, considering that these systems usually feature superficial and potentially underground outlets, mountainous peatlands could be conceptualized at the watershed scale as transitional systems recharged by upstream waters and supplying downstream hydrosystems. Regarding the specific hydraulic characteristics of peatland systems, such a role still needs to be clarified and quantified, which will soon be a challenge of major relevance, as the winter-spring snowpack - acting as water storage further sustaining mid-mountain hydrosystems such as those of the Jura Mountains - is critically decreasing (IPCC, 2022).

Second, under the pressure of climate change, both long-term hydrogeological (groundwater discharge) and short-term meteorological (*e.g.*, droughts) changes could have profound consequences over peatlands (Binet et al., 2013; Bourgault et al., 2014; Kværner and Snilsberg, 2011; Regan et al., 2019). In temperate regions, more rainfall at the expense of snowfall as well as earlier melting of the snowpack lead to higher groundwater recharge in winter at the expense of the spring period (Meeks, 2017; Nygren et al., 2020). This shift is expected to increase both the groundwater recharge in the peatland during winter and the rapid export of water from the peatland as the water level is shallow at this period. As a result, spring groundwater recharge is expected to decrease while vegetation growth period begins. In addition, the amplification of summer droughts likely lowers the water table level while solute concentrations are expected to increase by concentration effect. The resulting dryer and more minerotrophic conditions may in turn promote vegetation changes by favoring vascular plants at the expense of *Sphagnum* (Malmer, 1986; Norby et al., 2019). Hence, beyond the specific biodiversity conservation challenge, the lowering of the WTD and vegetation changes from *Sphagnum* to vascular plant might favor a rapid shift from sink to source of carbon to the atmosphere (Antala et al., 2022; Kwon et al., 2022).

7 Acknowledgements

The authors warmly thank the managers of the Regional Natural Reserve of Frasné-Bouverans for allowing access to the site, in particular Geneviève Magnon. This study is part of the CRITICAL PEAT project funded by the Bourgogne Franche-Comté Region (Acceuil de Nouvelle Equipe de Recherche Agreement n°2019-Y09069), the SNO Tourbières (<https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>), the French Network of Critical Zone Observatories (OZCAR) Network (<https://www.ozcar-ri.org/fr/ozcar-observatoires-de-la-zone-critique-applications-et-recherche/>) and the SNO Renoir (<https://sno-renoir.osups.universite-paris-saclay.fr/>). The SNO Tourbières observing system was set up thanks to an incentive funding of the French Ministry of Research that allowed pooling together various pre-existing small-scale observation set-ups. Strontium analyses were funded by the OSU Theta (ISOTOPEAT project). The continuity of the field monitoring was made possible by perennial CNRS-INSU funding since 2008. Parts of this work were supported by IPGP multidisciplinary programme PARI and by Paris-IdF region SESAME Grant No. 12015903. A. Lhosmot benefits from a Ph.D. fellowship of the French Ministry of Research. The authors would like to thank N. Crini and C. Amiot from the PEA²T analytical platform of the Chrono-Environnement laboratory for chemical analyses. Laëticia Faure, Caroline Gorge, Pierre Burckel, Pascale Louvat, Dimitri Rigoussen, and Tu-Han Luu are also thanked for their contribution to analyses at the High-Resolution Analytical Platform of the IPGP. Authors also thank M. Nourdin and P. Binet for their contribution during the field work.

8 Data availability

Meteorological and piezometer data are available on the Zenodo repository (Toussaint et al., 2020b, 2020a). Detailed data are available upon request.

9 References

- Andersen, R., Farrell, C., Graf, M., Muller, F., Calvar, E., Frankard, P., Caporn, S., Anderson, P., 2017. An overview of the progress and challenges of peatland restoration in Western Europe: Peatland restoration in Western Europe. *Restor Ecol* 25, 271–282. <https://doi.org/10.1111/rec.12415>
- Antala, M., Juszczak, R., van der Tol, C., Rastogi, A., 2022. Impact of climate change-induced alterations in peatland vegetation phenology and composition on carbon balance. *Science of The Total Environment* 827, 154294. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154294>
- Bedel, L., Poszwa, A., van der Heijden, G., Legout, A., Aquilina, L., Ranger, J., 2016. Unexpected calcium sources in deep soil layers in low-fertility forest soils identified by strontium isotopes (Lorraine plateau, eastern France). *Geoderma* 264, 103–116. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.09.020>
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Loock, S., Renac, C., 2010. Identification of different groundwater flowpaths within volcanic aquifers using natural tracers for the evaluation of the influence of lava flows morphology (Argnat basin, Chaîne des Puys, France). *Journal of Hydrology* 391, 223–234. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.021>
- Bertrand, G., Masini, J., Goldscheider, N., Meeks, J., Lavastre, V., Celle-Jeanton, H., Gobat, J.-M., Hunkeler, D., 2014. Determination of spatiotemporal variability of tree water uptake using stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) in an alluvial system supplied by a high-altitude watershed, Pfyn forest, Switzerland. *Ecohydrol.* 7, 319–333. <https://doi.org/10.1002/eco.1347>
- Bertrand, G., Ponçot, A., Pohl, B., Lhosmot, A., Steinmann, M., Johannet, A., Pinel, S., Caldirak, H., Artigue, G., Binet, P., Bertrand, C., Collin, L., Magnon, G., Gilbert, D., Laggoun-Défarge, F., Toussaint, M.-L., 2021. Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasnian peatland (Jura Mountains, France). *Science of The Total Environment* 754, 141931. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>
- Bicalho, C.C., Batiot-Guilhe, C., Taupin, J.D., Patris, N., Van Exter, S., Jourde, H., 2019. A conceptual model for groundwater circulation using isotopes and geochemical tracers coupled with hydrodynamics: A case study of the Lez karst system, France. *Chemical Geology* 528, 118442. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.08.014>
- Binet, S., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., 2013. A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on peatland hydrology. *Journal of Hydrology* 499, 132–139. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.035>
- Bonn, A., Allott, T., Evans, M., Joosten, H., Stoneman, R., 2016. *Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice*, Cambridge University Press. ed.
- Bouchez, J., von Blanckenburg, F., 2021. The role of vegetation in setting strontium stable isotope ratios in the Critical Zone. *Am J Sci* 321, 1246–1283. <https://doi.org/10.2475/08.2021.04>
- Bourgault, M.A., Larocque, M., Roy, M., 2014. Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change. *Hydrology Research* 45, 425–440. <https://doi.org/10.2166/nh.2013.228>
- Buonocristiani, J.-F., Campy, M., 2011. Quaternary Glaciations in the French Alps and Jura, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 117–126. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00010-6>
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982. Variation of seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geol* 10, 516. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2)

- Calmels, D., Gaillardet, J., François, L., 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO₂ production by biological activity along a temperate climate transect. *Chemical Geology* 390, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.10.010>
- Calvar, E., Moncorge, S., Bettinelli, L., Durlet, P., Magnon, G., 2018. Program LIFE+ “Bogs of the Jura”: 60 bogs to restore in six years, in: *Inventory, value and restoration of peatlands and mires: recent contributions*. Hazi Foundation, pp. P108-133.
- Chasar, L.S., Chanton, J.P., Glaser, P.H., Siegel, D.I., Rivers, J.S., 2000. Radiocarbon and stable carbon isotopic evidence for transport and transformation of dissolved organic carbon, dissolved inorganic carbon, and CH₄ in a northern Minnesota peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 1095–1108. <https://doi.org/10.1029/1999GB001221>
- Delle Rose, M., Martano, P., 2018. Infiltration and Short-Time Recharge in Deep Karst Aquifer of the Salento Peninsula (Southern Italy): An Observational Study. *Water* 10, 260. <https://doi.org/10.3390/w10030260>
- Devito, K.J., Waddington, J.M., Branfireun, B.A., 1997. Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. *Hydrological Processes* 11, 103–110. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199701\)11:1<103::AID-HYP417>3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199701)11:1<103::AID-HYP417>3.0.CO;2-E)
- Drexler, J.Z., Bedford, B.L., Scognamiglio, R., Siegel, D.I., 1999. Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland. *HYDROLOGICAL PROCESSES* 13, 19.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O₁₈ content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213–224. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90051-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90051-9)
- Field, J.P., Breshears, D.D., Law, D.J., Villegas, J.C., López-Hoffman, L., Brooks, P.D., Chorover, J., Barron-Gafford, G.A., Gallery, R.E., Litvak, M.E., Lybrand, R.A., McIntosh, J.C., Meixner, T., Niu, G.-Y., Papuga, S.A., Pelletier, J.D., Rasmussen, C.R., Troch, P.A., 2014. Critical Zone Services: Expanding Context, Constraints, and Currency beyond Ecosystem Services. *Vadose Zone Journal* 14. <https://doi.org/10.2136/vzj2014.10.0142>
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., de Dreuz, J.R., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Naaim-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., Tallec, T., Valentin, C., Abril, G., Allemand, P., Arènes, A., Arfib, B., Arnaud, L., Arnaud, N., Arnaud, P., Audry, S., Comte, V.B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Bernard, E., Bertrand, C., Bessière, H., Binet, S., Bodin, J., Bodin, X., Boithias, L., Bouchez, J., Boudevillain, B., Moussa, I.B., Branger, F., Braun, J.J., Brunet, P., Caceres, B., Calmels, D., Cappelaere, B., Celle-jeanton, H., Chabaux, F., Chalikhakis, K., Champollion, C., Copard, Y., Cotel, C., Davy, P., Deline, P., Delrieu, G., Demarty, J., Dessert, C., Dumont, M., Emblanch, C., Ezzahar, J., Estèves, M., Favier, V., Faucheux, M., Filizola, N., Flammarion, P., Floury, P., Fovet, O., Fournier, M., Francez, A.J., Gandois, L., Gascuel, C., Gayer, E., Genthon, C., Gérard, M.F., Gilbert, D., Gouttevin, I., Grippa, M., Gruau, G., Jardani, A., Jeanneau, L., Join, J.L., Jourde, H., Karbou, F., Labat, D., Lagadeuc, Y., Lajeunesse, E., Lastennet, R., Lavado, W., Lawin, E., Lebel, T., Le Bouteiller, C., Legout, C., Lejeune, Y., Le Meur, E., Le Moigne, N., Lions, J., Lucas, A., Malet, J.P., Marais-Sicre, C., Maréchal, J.C., Marlin, C., Martin, P., Martins, J., Martinez, J.M., Massei, N., Mauclerc, A., Mazzilli, N., Molénat, J., Moreira-Turcq, P., Mougou, E., Morin, S., Ngoupayou, J.N., Panthou, G., Peugeot, C., Picard, G., Pierret, M.C., Porel, G., Probst, A., Probst, J.L., Rabatel, A., Raclot, D., Ravanel, L., Rejiba, F., René, P., Ribolzi, O., Riotte, J., Rivière, A., Robain, H., Ruiz, L., Sanchez-Perez, J.M., Santini, W., Sauvage, S., Schoeneich, P., Seidel, J.L., Sekhar, M., Sengtaheuanghoung, O., Silvera, N., Steinmann, M., Soruco, A., Tallec, G., Thibert, E., Lao, D.V., Vincent, C., Viville, D., Wagnon, P., Zitouna, R., 2018. OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. *Vadose Zone Journal* 17, 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Gees, A., 1990. Flow measurement under difficult measuring conditions: Field experience with the salt dilution method. *Hydrol. Mt. Reg., Hydrological Measurements; the Water Cycle* 255–262.
- Gogo, S., Paroissien, J., Laggoun-Défarce, F., Antoine, J., Bernard-Jannin, L., Bertrand, G., Binet, P., Binet, S., Bouger, G., Brossard, Y., Camboulive, T., Caudal, J., Chevrier, S., Chiapiuso, G., D'Angelo, B., Durantez, P., Flechard, C., Francez, A., Galop, D., Gandois, L., Gilbert, D., Guimbaud, C., Hinault, L., Jacotot, A., Le Moing, F., Lerigoleur, E., Le Roux, G., Leroy, F., Lhosmot, A., Li, Q., Machado da Silva, E., Moquet, J., Mora-Gomez, J., Perdereau, L., Rosset, T., Toussaint, M., 2021. The information system of the French

- Peatland Observation Service: Service National d'Observation Tourbières – a valuable tool to assess the impact of global changes on the hydrology and biogeochemistry of temperate peatlands through long term monitoring. *Hydrological Processes* 35, hyp.14244. <https://doi.org/10.1002/hyp.14244>
- Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z., Veni, G., 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeol J* 28, 1661–1677. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5>
- Gorham, E., 1991. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecological Applications* 1, 182–195. <https://doi.org/10.2307/1941811>
- Goud, E.M., Watt, C., Moore, T.R., 2018. Plant community composition along a peatland margin follows alternate successional pathways after hydrologic disturbance. *Acta Oecologica* 91, 65–72. <https://doi.org/10.1016/j.actao.2018.06.006>
- Gourcy, L.L., Groening, M., Aggarwal, P.K., 2005. Stable Oxygen and Hydrogen Isotopes in Precipitation, in: Aggarwal, Pradeep K., Gat, J.R., Froehlich, K.F.O. (Eds.), *Isotopes in the Water Cycle*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 39–51. https://doi.org/10.1007/1-4020-3023-1_4
- Griffiths, N.A., Sebestyen, S.D., Oleheiser, K.C., 2019. Variation in peatland porewater chemistry over time and space along a bog to fen gradient. *Science of The Total Environment* 697, 134152. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134152>
- Gröning, M., Lutz, H.O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., Pölsenstein, L., 2012. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology* 448–449, 195–200. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041>
- Hajj, F., Poszwa, A., Bouchez, J., Guérol, F., 2017. Radiogenic and “stable” strontium isotopes in provenance studies: A review and first results on archaeological wood from shipwrecks. *Journal of Archaeological Science* 86, 24–49. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2017.09.005>
- Horita, J., 1988. Hydrogen isotope analysis of natural waters using an H₂-water equilibration method: A special implication to brines. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 72, 89–94. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(88\)90040-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90040-1)
- Humpenöder, F., Karstens, K., Lotze-Campen, H., Leifeld, J., Menichetti, L., Barthelmes, A., Popp, A., 2020. Peatland protection and restoration are key for climate change mitigation. *Environ. Res. Lett.* 15, 104093. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae2a>
- IAEA, 2014. IAEA/GNIP precipitation sampling guide.
- IPCC, 2022. *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lössche, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)], Cambridge University Press. In Press.
- Isokangas, E., Rossi, P.M., Ronkanen, A.-K., Marttila, H., Rozanski, K., Kløve, B., 2017. Quantifying spatial groundwater dependence in peatlands through a distributed isotope mass balance approach: GROUNDWATER DEPENDENCE IN PEATLANDS. *Water Resour. Res.* 53, 2524–2541. <https://doi.org/10.1002/2016WR019661>
- Jasechko, S., Birks, S.J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P.J., Sharp, Z.D., McDonnell, J.J., Welker, J.M., 2014. The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resour. Res.* 50, 8845–8867. <https://doi.org/10.1002/2014WR015809>
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhes, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. *cybergeogeo*. <https://doi.org/10.4000/cybergeogeo.23155>
- Kværner, J., Snilsberg, P., 2011. Groundwater hydrology of boreal peatlands above a bedrock tunnel – Drainage impacts and surface water groundwater interactions. *Journal of Hydrology* 403, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.006>
- Kwon, M.J., Ballantyne, A., Ciais, P., Qiu, C., Salmon, E., Raoult, N., Guenet, B., Göckede, M., Euskirchen, E.S., Nykänen, H., Schuur, E.A.G., Turetsky, M.R., Dieleman, C.M., Kane, E.S., Zona, D., 2022. Lowering water table reduces carbon sink strength and carbon stocks in northern peatlands. *Global Change Biology* gcb.16394. <https://doi.org/10.1111/gcb.16394>

- Larocque, M., Ferlatte, M., Pellerin, S., Cloutier, V., Munger, J.L., Paniconi, C., Quillet, A., 2016. Chemical and botanical indicators of groundwater inflow to Sphagnum -dominated peatlands. *Ecological Indicators* 64, 142–151. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.12.012>
- Leroux, A., 2010. Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura): implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales. Université de Franche-Comté, Besançon.
- Letsch, D., 2020. Pockmarks on land: muddy artesian groundwater springs (bons) along the foot of the Jura Mountains near Bière (western Switzerland). *Swiss Bull. angew. Geol.* 25, 5–14.
- Levy, Z.F., Siegel, D.I., Glaser, P.H., Samson, S.D., Dasgupta, S.S., 2016. Peat porewaters have contrasting geochemical fingerprints for groundwater recharge and discharge due to matrix diffusion in a large, northern bog-fen complex. *Journal of Hydrology* 541, 941–951. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.001>
- Lhosmot, A., Collin, L., Magnon, G., Steinmann, M., Bertrand, C., Stefani, V., Toussaint, M., Bertrand, G., 2021. Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasné peatland, Jura Mountains, France. *Ecohydrology* 14. <https://doi.org/10.1002/eco.2315>
- Lhosmot, A., Jacotot, A., Steinmann, M., Binet, P., Toussaint, M.-L., Gogo, S., Gilbert, D., Coffinet, S., Laggoun-Déferge, F., Bertrand, G., 2022. Biotic and Abiotic Control Over Diurnal CH₄ Fluxes in a Temperate Transitional Poor Fen Ecosystem. *Ecosystems*. <https://doi.org/10.1007/s10021-022-00809-x>
- Lhosmot, A., Steinmann, M., Binet, P., Gandois, L., Moquet, J.-S., Stefani, V., Toussaint, M.-L., Boetsch, A., Loup, C., Essert, V., Bertrand, G., 2023. Origin and fate of dissolved inorganic carbon in a karst groundwater fed peatland using $\delta^{13}\text{CDIC}$. *Chemical Geology* 616. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121254>
- Loisel, J., Gallego-Sala, A.V., Amesbury, M.J., Magnan, G., Anshari, G., Beilman, D.W., Benavides, J.C., Blewett, J., Camill, P., Charman, D.J., Chawchai, S., Hedgpeth, A., Kleinen, T., Korhola, A., Large, D., Mansilla, C.A., Müller, J., van Bellen, S., West, J.B., Yu, Z., Bubier, J.L., Garneau, M., Moore, T., Sannel, A.B.K., Page, S., Väiliranta, M., Bechtold, M., Brovkin, V., Cole, L.E.S., Chanton, J.P., Christensen, T.R., Davies, M.A., De Vleeschouwer, F., Finkelstein, S.A., Froking, S., Gałka, M., Gandois, L., Girkin, N., Harris, L.I., Heinemeyer, A., Hoyt, A.M., Jones, M.C., Joos, F., Juutinen, S., Kaiser, K., Lacourse, T., Lamentowicz, M., Larmola, T., Leifeld, J., Lohila, A., Milner, A.M., Minkkinen, K., Moss, P., Naafs, B.D.A., Nichols, J., O'Donnell, J., Payne, R., Philben, M., Piilo, S., Quillet, A., Ratnayake, A.S., Roland, T.P., Sjögersten, S., Sonnentag, O., Swindles, G.T., Swinnen, W., Talbot, J., Treat, C., Valach, A.C., Wu, J., 2021. Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink. *Nat. Clim. Chang.* 11, 70–77. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00944-0>
- Luetscher, M., Perrin, J., 2005. The Aubonne karst aquifer (Swiss Jura). *Eclogae geol. Helv.* 98, 237–248. <https://doi.org/10.1007/s00015-005-1156-7>
- Malmer, N., 1986. Vegetational gradients in relation to environmental conditions in northwestern European mires. *Can. J. Bot.* 64, 375–383. <https://doi.org/10.1139/b86-054>
- Martin, J., De Grammont, P., Covington, M., Toran, L., 2021. A New Focus on the Neglected Carbonate Critical Zone. *Eos* 102. <https://doi.org/10.1029/2021EO163388>
- Meeks, J., 2017. Groundwater recharge dynamics by snowmelt. Thesis. Université de Neuchâtel.
- Menberu, M.W., Marttila, H., Tahvanainen, T., Kotiaho, J.S., Hokkanen, R., Kløve, B., Ronkanen, A.-K., 2017. Changes in Pore Water Quality After Peatland Restoration: Assessment of a Large-Scale, Replicated Before-After-Control-Impact Study in Finland: RESTORATION AND PORE WATER QUALITY. *Water Resour. Res.* 53, 8327–8343. <https://doi.org/10.1002/2017WR020630>
- Meynadier, L., Gorge, C., Birck, J.-L., Allègre, C.J., 2006. Automated separation of Sr from natural water samples or carbonate rocks by high performance ion chromatography. *Chemical Geology* 227, 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.012>
- Moore, P.D., 2002. The future of cool temperate bogs. *Envir. Conserv.* 29, 3–20. <https://doi.org/10.1017/S0376892902000024>
- Morris, P.J., Waddington, J.M., Benscoter, B.W., Turetsky, M.R., 2011. Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. *Ecohydrol.* 4, 1–11. <https://doi.org/10.1002/eco.191>

- Mudry, J., 1981. Origin of isotopic and geochemical ratio gradients in karst water of the Jura Mountains (France). *Journal of Hydrology* 50, 167–178. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90067-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90067-6)
- Muralt, R., 1999. Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien: zones de Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry, Genève et Aix-les-Bains, Beiträge zur Geologie der Schwiez. Geotechnische Serie. Schweizerische Geotechnische Kommission, Zürich.
- National Research Council, 2001. Basic Research Opportunities in Earth Science. National Academies Press, Washington, D.C. <https://doi.org/10.17226/9981>
- Négrel, P., Roy, S., 1998. Chemistry of rainwater in the Massif Central (France): a strontium isotope and major element study. *Applied Geochemistry* 13, 941–952. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00029-8)
- Nevers, P., Bouchez, J., Gaillardet, J., Thomazo, C., Charpentier, D., Faure, L., Bertrand, C., 2021. Landslides as geological hotspots of CO₂ emission: clues from the instrumented Séchilienne landslide, western European Alps. *Earth Surf. Dynam.* 9, 487–504. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-487-2021>
- Norby, R.J., Childs, J., Hanson, P.J., Warren, J.M., 2019. Rapid loss of an ecosystem engineer: Sphagnum decline in an experimentally warmed bog. *Ecol Evol* 9, 12571–12585. <https://doi.org/10.1002/ece3.5722>
- Nygren, M., Giese, M., Kløve, B., Haaf, E., Rossi, P.M., Barthel, R., 2020. Changes in seasonality of groundwater level fluctuations in a temperate-cold climate transition zone. *Journal of Hydrology X* 8, 100062. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2020.100062>
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? *Journal of Hydrology* 303, 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Ozyurt, N.N., Bayari, C.S., 2008. Temporal variation of chemical and isotopic signals in major discharges of an alpine karst aquifer in Turkey: implications with respect to response of karst aquifers to recharge. *Hydrogeol J* 16, 297–309. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0217-6>
- Paran, F., Gailliot, D., Dujardin, F., Gallice, F., Ré-Bahuaud, J., Pascoletti, Y., Sadkou, S., Artigue, G., Pinel, S., Caldirak, H., Johannet, A., Cubizolle, H., Jolly, T., Mazagol, P.-O., Sacca, C., Riquier, J., Bertrand, M., Lavastre, V., Chevet, J., Cocula, C., Ebrard, E., Thomassin, K., Laroque, B., Vion, M., Villarubias, S., in press. Étude et compréhension du rôle hydrologique et hydrogéologique des Zones Humides de Têtes de Bassins (ZHTB) dans le soutien d'étiage des cours d'eau (No. Rapport final Phase 3 (2019-2022)).
- Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silvius, M., Stringer, L., 2008. Assessment on peatlands, biodiversity and climate change : Main report. Global Environment Centre, Kuala Lumpur & Wetlands International, Wageningen.
- Probst, A., El Gh'mari, A., Aubert, D., Fritz, B., McNutt, R., 2000. Strontium as a tracer of weathering processes in a silicate catchment polluted by acid atmospheric inputs, Strengbach, France. *Chemical Geology* 170, 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00248-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00248-X)
- Rabin, M., Sue, C., Valla, P.G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015. Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss J Geosci* 108, 401–424. <https://doi.org/10.1007/s00015-015-0200-5>
- Rapuc, W., Bouchez, J., Sabatier, P., Genuite, K., Poulénard, J., Gaillardet, J., Arnaud, F., 2021. Quantitative evaluation of human and climate forcing on erosion in the alpine Critical Zone over the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews* 268, 107127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107127>
- Reeve, A.S., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 1996. Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland: a multivariate statistical approach. *Journal of Hydrology* 181, 285–304. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02900-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02900-1)
- Regan, S., Flynn, R., Gill, L., Naughton, O., Johnston, P., 2019. Impacts of Groundwater Drainage on Peatland Subsidence and Its Ecological Implications on an Atlantic Raised Bog. *Water Resour. Res.* 55, 6153–6168. <https://doi.org/10.1029/2019WR024937>
- Reusch, A., Loher, M., Bouffard, D., Moernaut, J., Hellmich, F., Anselmetti, F.S., Bernasconi, S.M., Hilbe, M., Kopf, A., Lilley, M.D., Meinecke, G., Strasser, M., 2015. Giant lacustrine pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization: GIANT LACUSTRINE POCKMARKS. *Geophys. Res. Lett.* 42, 3465–3473. <https://doi.org/10.1002/2015GL064179>

- Ringqvist, L., Holmgren, A., Öborn, I., 2002. Poorly humified peat as an adsorbent for metals in wastewater. *Water Research* 36, 2394–2404. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(01\)00430-4](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(01)00430-4)
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation, in: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records Geophysical Monograph*, 78. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 1–36. <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Rubel, F., Brugger, K., Haslinger, K., Auer, I., 2017. The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100. *metz* 26, 115–125. <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0816>
- Santoni, S., Garel, E., Gillon, M., Marc, V., Miller, J., Babic, M., Simler, R., Travi, Y., Leblanc, M., Huneau, F., 2021. Assessing the hydrogeological resilience of a groundwater-dependent Mediterranean peatland: Impact of global change and role of water management strategies. *Science of the Total Environment* 11. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144721>
- Siegel, D.I., Reeve, A.S., Glaser, P.H., Romanowicz, E.A., 1995. Climate-driven flushing of pore water in peatlands. *Nature* 374, 531–533.
- Steinmann, P., Shotyk, W., 1997. Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chemical Geology* 138, 25–53. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00171-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00171-4)
- Sullivan, P.L., Macpherson, G.L., Martin, J.B., Price, R.M., 2019. Evolution of carbonate and karst critical zones. *Chemical Geology* 527, 119223. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.023>
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, A., Gilbert, D., Binet, P., Jacotot, A., Gogo, S., Laggoun-Defarge, F., 2020a. Soil-meteorological dataset collected at Frasné peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, Alexandre, Gilbert, D., Binet, P., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., 2020b. Water table depth dataset collected at Frasné peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763766>
- Urban, N., Verry, E.S., Eisenreich, S., Grigam, D.F., Sebestyen, S.D., 2011. Element Cycling in Upland/Peatland Watersheds, in: *Peatland Biogeochemistry and Watershed Hydrology at the Marcell Experimental Forest*. p. 29.
- Vitt, D.H., 2013. Peatlands, in: *Encyclopedia of Ecology*. Elsevier, pp. 557–566. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.00741-7>
- Waddington, J.M., Morris, P.J., Kettridge, N., Granath, G., Thompson, D.K., Moore, P.A., 2015. Hydrological feedbacks in northern peatlands. *Ecohydrol.* 8, 113–127. <https://doi.org/10.1002/eco.1493>
- Wallin, M., Buffam, I., Öquist, M., Laudon, H., Bishop, K., 2010. Temporal and spatial variability of dissolved inorganic carbon in a boreal stream network: Concentrations and downstream fluxes. *J. Geophys. Res.* 115, G02014. <https://doi.org/10.1029/2009JG001100>
- Wilcox, D.A., Baedke, S.J., Thompson, T.A., 2020. A Complicated Groundwater Flow System Supporting Ridge-and-Swale Wetlands in a Lake Michigan Strandplain. *Wetlands*. <https://doi.org/10.1007/s13157-020-01302-8>
- Xu, J., 2018. The role of peatlands in global and regional drinking water resources. University of Leeds.
- Yeghicheyan, D., Aubert, D., Bouhnik-Le Coz, M., Chmeleff, J., Delpoux, S., Djouraev, I., Granier, G., Lacan, F., Piro, J., Rousseau, T., Cloquet, C., Marquet, A., Menniti, C., Pradoux, C., Freydier, R., Vieira da Silva-Filho, E., Suchorski, K., 2019. A New Interlaboratory Characterisation of Silicon, Rare Earth Elements and Twenty-Two Other Trace Element Concentrations in the Natural River Water Certified Reference Material SLRS -6 (NRC - CNRC). *Geostand Geoanal Res* 43, 475–496. <https://doi.org/10.1111/ggr.12268>
- Yeghicheyan, D., Grinberg, P., Alleman, L.Y., Belhadj, M., Causse, L., Chmeleff, J., Cordier, L., Djouraev, I., Dumoulin, D., Dumont, J., Freydier, R., Mariot, H., Cloquet, C., Kumkron, P., Malet, B., Jeandel, C., Marquet, A., Riotte, J., Tharaud, M., Billon, G., Trommetter, G., Séby, F., Guihou, A., Deschamps, P., Mester, Z., 2021. Collaborative determination of trace element mass fractions and isotope ratios in AQUA-1 drinking water certified reference material. *Anal Bioanal Chem* 413, 4959–4978. <https://doi.org/10.1007/s00216-021-03456-8>

Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D.P., Beilman, D.W., Hunt, S.J., 2010. Global peatland dynamics since the last glacial maximum: Global peatlands since the LGM. *Geophys. Res. Lett.* 37, L13402. <https://doi.org/10.1029/2010GL043584>

10 Supporting information

Supplementary Material 1: rainfall water isotopes signature.

Supplementary Material 2: Alkalinity a function of the sum of concentration of Ca^{2+} , Mg^{2+} , and Sr^{2+} for peat pore and Jurassic karst aquifer waters, for all sampling campaigns.

Supplementary Material 3: major, trace elements, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of rocks leachates.

Supplementary Material 4: water solute concentrations as well as $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and stable water isotopes for the campaigns of 2020-07-21 and 2021-02-24, and results of mixing model simulations.

Supplementary Material 5: description of the mixing model including the uncertainty propagation and the definition of the geochemical end members.

PARTIE III

Réactivité hydro-géo-
bio-chimique du
carbone inorganique à
l'échelle de l'écosystème

Les tourbières échangent du carbone avec l'atmosphère et les hydrosystèmes adjacents. Le bilan de ces échanges est crucial dans le cadre des enjeux climatiques actuels. Mais évaluer l'évolution de ceux-ci implique la compréhension des paramètres biotiques et abiotiques qui peuvent contrôler ces flux à différentes échelles spatio-temporelles. Ainsi, l'objectif de cette partie est double :

(1) faire le lien entre le fonctionnement hydrogéologique (Partie II) et la dynamique du carbone inorganique au sein de la tourbière. Cette question est abordée à travers l'étude du carbone inorganique dissous (DIC) et fait l'objet d'un article scientifique publié dans la revue *Chemical Geology* et intitulé « Origin and fate of dissolved inorganic carbon in a karst groundwater fed peatland using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ » (10.1016/j.chemgeo.2022.121254 ; Lhosmot et al., 2023). Cet article est écrit en collaboration avec Marc Steinmann¹, Philippe Binet¹, Laure Gandois², Jean-Sébastien Moquet³, Vanessa Stefani¹, Marie-Laure Toussaint¹, Anne Boetsch¹, Christophe Loup¹, Valentin Essert¹ and Guillaume Bertrand^{1,4}. Pour cela, la tourbière active (nommé « bog » dans l'article) et le bas marais alcalin (nommé « fen » dans l'article) sont étudiés. Le matériel supplémentaire de ce travail est disponible en Annexe 14.

(2) de contraindre les processus biotiques et abiotiques contrôlant les flux de CH_4 entre la tourbière active du Forbonnet et l'atmosphère. Ce travail est présenté sous la forme d'un article scientifique publié dans la revue *Ecosystems* intitulé « Biotic and abiotic control over diurnal CH_4 fluxes in a temperate transitional poor fen ecosystem » (10.1007/s10021-022-00809-x ; Lhosmot et al., 2022b). Cet article est écrit en collaboration avec Adrien Jacotot^{3,5}, Marc Steinmann¹, Philippe Binet¹, Marie-Laure Toussaint³, Sébastien Gogo⁶, Daniel Gilbert¹, Sarah Coffinet⁶, Fatima Laggoun-Défarge³, et Guillaume Bertrand^{1,4}. Dans ce chapitre, la partie nord de la tourbière active est étudiée. Cette zone est caractérisée comme étant un « transitional poor fen ». Le matériel supplémentaire de ce travail est disponible en Annexe 15.

Chapitre 6 : Processus de spéciation du carbone dans la tourbière : utilisation des isotopes stables du carbone

Outre la principale fonction de stockage de carbone sous forme organique, les tourbières sont également des producteurs et réacteurs biogéochimiques impliquant la spéciation du carbone inorganique. Ce chapitre s'intéresse à l'origine, au transfert, et au devenir du DIC dans les tourbières en contexte carbonaté. La tourbière du Forbonnet (tourbière active et bas marais) est ici étudiée car elle est alimentée par des eaux chargées en bicarbonates (Partie II). Pour cela, la variabilité spatiale (verticale et horizontale) de la signature isotopique du DIC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) a été évaluée lors de deux campagnes de terrains (hautes eaux/ basses eaux).

D'une part, des mesures de pCO_2 dissous le long d'un profil vertical suggèrent que le CO_2 dans le niveau superficiel est soumis à un dégazage, processus pouvant enrichir le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. D'autre part, l'ensemble des signatures a été comparé avec le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ modélisé en considérant 1) la signature des sources de DIC (biogénique en provenance de la respiration du sol et géogénique en provenance des roches carbonatées) et 2) les

¹ Chrono-Environnement, Université de Bourgogne Franche-Comté, UMR6249, CNRS, Besançon, Montbéliard, France

² EcoLab, Université de Toulouse, CNRS, France

³ Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans, UMR7327, CNRS, France.

⁴ Water Resources and Environmental Engineering Laboratory, Federal University of Paraíba, 58051-900 Joao Pessoa, Brazil

⁵ Institut National de la Recherche en Agriculture, Alimentation et Environnement (INRAE), UMR 1069 SAS, 65 rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes, France

⁶ ECOBIO (Ecosystèmes, Biodiversité, Evolution)-UMR 6553, Université de Rennes, CNRS, Rennes, France

fractionnements associés aux processus de spéciation. Cette comparaison montre que les $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ modélisés pour les eaux de la tourbière active, en particulier dans les niveaux les plus profonds et les plus minéralisés ($\text{EC} > 100 \mu\text{S cm}^{-1}$), sous-estiment grandement les signatures mesurées. Dans la tourbière active, l'écart entre valeurs mesurées et modélisées, noté $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, est systématiquement positif et aussi positivement corrélé à la minéralisation et au pH de l'eau. En revanche, dans la partie aval du système (bas marais et l'exutoire) l'écart est systématiquement nul. Ce contraste suggère un contrôle écohydrologique sur les processus affectant le DIC.

La production de CH_4 entraîne un enrichissement du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ qui pourrait expliquer l'écart entre les valeurs mesurées et modélisées dans notre étude (Campeau et al., 2018; Galand et al., 2010; Holmes et al., 2015; Lansdown et al., 1992; Steinmann et al., 2008). Cette hypothèse est compatible avec les contrastes de concentration en sulfate, significativement plus importante en aval (bas marais et exutoire, moyenne = $7 \pm 2 \mu\text{mol L}^{-1}$), que dans la tourbière active, où celle-ci est presque nulle (moyenne = $1 \pm 5 \mu\text{mol L}^{-1}$) et le $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ est important ($> 15 \text{‰}$). En effet, la production de CH_4 peut être inhibée par la présence de sulfate (Gauci et al., 2002; Koebisch et al., 2019; Reddy et DeLaune, 2008). Dans la tourbière active, l'augmentation du $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ avec l'augmentation de la concentration en HCO_3^- jusqu'à une concentration d'environ 100mg L^{-1} est en accord avec les résultats de Lamers et al. (1999). Ces auteurs montrent que la production de CH_4 augmente avec la concentration en HCO_3^- jusqu'à une concentration de 61mg L^{-1} . D'une part, les bicarbonates constituent un substrat pour une des deux principales voies métaboliques de production de CH_4 en tourbière (la voie hydrogénotrophique). D'autre part, l'augmentation du pH associée à celle en HCO_3^- est également susceptible de favoriser la production de CH_4 comme cela a pu être suggéré dans certaines études (Bräuer et al., 2004; Dunfield et al., 1993). Par conséquent, le contexte hydrogéologique de la tourbière, localisée sur un substratum carbonaté, qui implique des venues d'eau enrichies en DIC, semble stimuler la production de CH_4 en profondeur

L'ensemble des processus décrit dans ce travail ont été synthétisés dans un schéma conceptuel (Figure 102).

Conceptual model of DIC dynamic in a temperate peatland over a karstic system

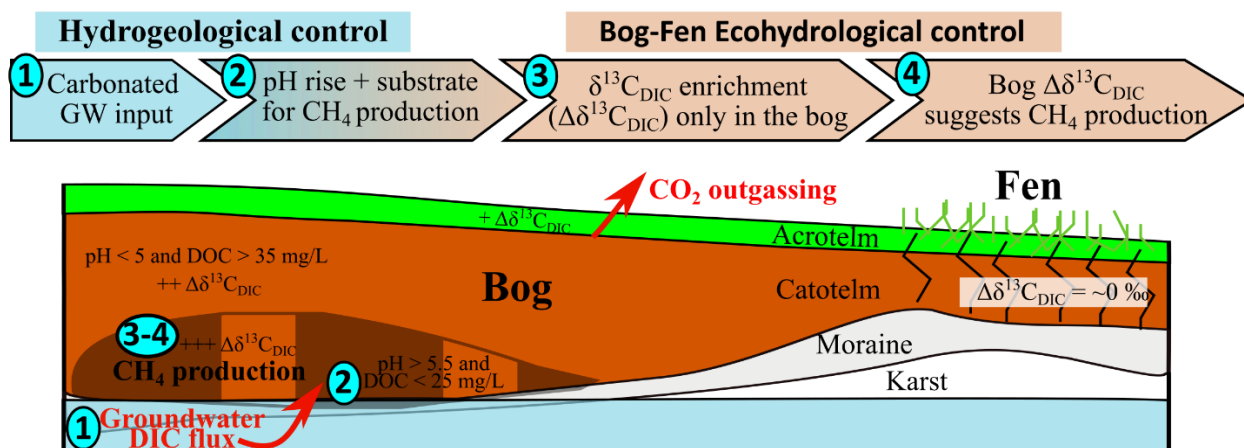
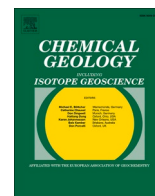


Figure 102 : Schéma conceptuel synthétisant les processus de transfert de DIC dans une tourbière tempérée en contexte carbonaté. (« Graphical Abstract » de Lhosmot et al. 2023, Chemical Geology).

Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Chemical Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/chemgeo

Origin and fate of dissolved inorganic carbon in a karst groundwater fed peatland using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$

Alexandre Lhosmot^{a,*}, Marc Steinmann^a, Philippe Binet^a, Laure Gandois^b,
Jean-Sébastien Moquet^c, Vanessa Stefani^a, Marie-Laure Toussaint^a, Anne Boetsch^a,
Christophe Loup^a, Valentin Essert^a, Guillaume Bertrand^a

^a Chrono-Environnement, Université de Bourgogne Franche-Comté, UMR6249, CNRS, France

^b EcoLab, Université de Toulouse, CNRS, France

^c Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans, UMR7327, CNRS, France

ARTICLE INFO

Editor: Michael E. Boettcher

Keywords:

Peatland
Carbon-13
Jura Mountains
Karst
Methanogenesis
Groundwater dependent ecosystems

ABSTRACT

Continental hydrosystems and in particular peatlands play an important role in the carbon cycle of the Critical Zone (CZ). Peatlands are important sinks for organic carbon and have therefore been extensively studied. However, peatlands are not only important for the fate of organic carbon, but they also affect the cycle of Dissolved Inorganic Carbon (DIC) of the peatland and the surrounding watershed. The fate of DIC is particularly complex in peatlands in limestone-dominated regions, because bicarbonate concentrations in surface and groundwater are high and the interaction between peatlands and surrounding hydrosystems are facilitated by the presence of highly permeable karst aquifers. In the present paper we study the origin and the fractionation of DIC in a peatland located on top of a karst aquifer. The study is based on hydrochemical and isotopic ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) data from samples recovered during 2 campaigns (low flow, high flow) at various depths within the Forbonnet peatland (Jura Mountains, eastern France), at the peatland outlet and at adjacent karst springs representing the underlying aquifer. In order to evaluate secondary fractionation processes, the measured $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ compositions were compared to modeled values considering the origin of DIC and potentially associated fractionation and speciation processes. The main results are: (1) DIC is lost at the bog surface by CO_2 outgassing. (2) The $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ compositions of deep catotelm pore waters from the bog were much heavier than the modeled values. We relate this discrepancy to methanogenesis and show that this process is favored by reduced conditions at $\text{pH} \sim 6$ and a HCO_3^- content of ~ 1 mmol/L, most probably due to punctual groundwater inflows at the base of the bog. Finally, contrasted $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ compositions between the bog and the fen of the peatland reveal an additional ecohydrological control on DIC speciation.

1. Introduction

The Critical Zone (CZ) is defined as the Earth's surface layer from the unweathered bedrock to the top of the canopy (Anderson et al., 2004). It hosts various biogeochemical cycles (Gaillardet et al., 2018; National Research Council, 2001) and among them the Earth's superficial cycle of carbon. Peatlands comprise 30% of the world's soils organic carbon stock (500 Gt; Gorham, 1991; Loisel et al., 2021) but represent only 3% of the global continental surface. Peatlands are thus hot spots of carbon cycling. At the watersheds scale they are the main contributors for organic carbon to surface water (Laudon et al., 2011; Rosset et al., 2019a, 2019b).

In contrast the importance of peatlands for fluxes of inorganic carbon and in particular of dissolved inorganic carbon (DIC) and related exchange mechanisms at the interface between lithosphere, hydrosphere and atmosphere remains poorly documented, although they could significantly contribute to the inorganic carbon balance at the watershed scale (Billett et al., 2014; Dinsmore et al., 2010). For instance, Wallin et al. (2010) showed in northern Sweden that the DIC concentration of stream water was positively correlated with the peatland coverage of their catchments, suggesting that water/rock interaction at catchment scale is related to the acidity produced in peatlands. This effect is even stronger in carbonate regions due to the high solubility of limestone compared to other rock types (Calmels et al., 2014; Fierz and Monbaron,

* Corresponding author.

E-mail address: alexandre.lhosmot@univ-fcomte.fr (A. Lhosmot).

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121254>

Received 3 March 2022; Received in revised form 3 May 2022; Accepted 30 November 2022

Available online 5 December 2022

0009-2541/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

1999).

Nevertheless, peatlands are not only expected to contribute to the DIC cycle of the downstream areas, but they are also receptors of water and solutes, including DIC, from upstream (Bourbonniere, 2009; Chasar et al., 2000; Komor, 1994; Lamers et al., 1999). As they are mostly acid and reduced ecosystems, incoming DIC to peatlands will be subject to phase change and/or join the organic carbon cycle through CO₂ reduction associated to methane production (Alstad and Whiticar, 2011).

DIC content and isotopic signatures in natural water results from a varied panel of sources (carbonate, organic matter) and sinks (CO₂ outgassing, precipitation) of DIC and fractionation from chemical and biogeochemical reactions (Wigley et al., 1978). As a result, DIC in peatlands has multiple origins and is dependent on numerous processes (Campeau et al., 2017) summarized below:

- (1) DIC is formed in peatlands by various processes, in particular as CO₂ produced by aerobic (surface) and anaerobic (deep) microbial degradation of organic matter (Limpens et al., 2008; Zhong et al., 2020; Corbett et al., 2013; Steinmann et al., 2008; Ye et al., 2012).
- (2) In anaerobic peat layers, two main methanogenesis pathways affect the DIC dynamics: (1) the Acetoclastic Methanogenesis (AM) (Steinmann et al., 2008) and (2) the Hydrogenotrophic Methanogenesis (HM) that both produce CO₂ and CH₄ in equimolar proportion when considering all reactions (Corbett et al., 2013; Neumann et al., 2016). The relative contribution of these pathways is variable and controlled by diverse biotic and abiotic factors (Alstad and Whiticar, 2011; Conrad, 2020; Galand et al., 2005; Throckmorton et al., 2015).
- (3) DIC, mainly in the form of bicarbonate (HCO₃⁻), may be produced in situ by interaction of acidic peatland water with bedrock or may be imported by water inflows from upstream areas (Billett et al., 2014; Chasar et al., 2000). Both native and allochthonous DIC are particularly important in carbonate dominated regions due to the high solubility of limestone (Goldscheider et al., 2020; Sullivan et al., 2019).

Within this general scheme, peatland ecosystems can be conceptualized as biogeochemical reactors constrained by a wide range of hydrometeorological, geological and ecological parameters affecting the exchange of carbon between the ecosystem (living matter), the hydro-system (DIC and dissolved/particulate organic carbon) and the atmosphere (gaseous exchanges) (Bernard-Jannin et al., 2018; D'Angelo et al., 2021; Rosset et al., 2019a, 2019b).

As mentioned before, DIC fluxes in peatlands are of particular importance in carbonate dominated regions. Although carbonate regions account for 15 to 20% of the ice-free continental surface (Goldscheider et al., 2020; Hartmann and Moosdorf, 2012), Martin et al. (2021) reported that CZ studies in carbonate regions are underrepresented. Moreover, limestone weathering is highly sensitive to climate change and anthropogenic disturbances (Sullivan et al., 2019). Consequently, by receiving DIC from upstream, recycling and producing DIC within peatlands, and by exporting acidity and DIC downstream, peatlands in carbonate regions could, in addition to their role as organic carbon sinks, also constitute key ecosystems for continental DIC cycles. Despite there is to our knowledge no quantitative surface estimation of peatlands under carbonate influence, these ecosystems are specific from an ecological perspective (e.g. "Calcareous fen"). In addition, overlaying the global peatland map (Xu et al., 2018) on the worldwide carbonate bedrock distribution map (Goldscheider et al., 2020) reveals that high peatland densities occur in carbonate areas, especially in the northern hemisphere such as UK, Siberia or western China.

In order to propose a typology of these possible interactions, we studied the water chemistry and the isotopic signature of DIC in a peatland in the French Jura Mountains by combining upstream-

downstream gradients, vertical profiles and contrasting hydrological settings (low flow/high flow). More specifically, our objectives were (i) to assess DIC fluxes from the peatland to the atmosphere (vertical gradient); (ii) to evaluate the consequences of the carbonated groundwater inflows on DIC speciation mechanisms (hydrogeological gradient) within the peatland; and (iii) to document potential ecohydrological constraints (bog-fen gradients) for DIC speciation. From these evaluations, a conceptual typology of mechanisms affecting DIC patterns in peatlands in carbonate regions will be proposed followed by some perspectives for future research.

2. Context of the study

The study site, called Forbonnet peatland, is a part of a larger peatland complex named the Frasné peatland. The Forbonnet peatland can be subdivided into a *Sphagnum* dominated bog to the S (bog, ~7 ha) and a fen dominated by vascular plants to the N (~1.4 ha, *sedge* and *Molinia caerulea*). Bog and fen are surrounded by topographically higher, wooded and more mature peatlands (Figs. 2 and 3) that constitute a 300-ha complex of varying evolution stages. Local patches of *Phragmites* on the contours of the bog are indicative for punctual minerotrophic conditions. Carbon-14 dating of peat material revealed an age of 7250 ± 60 years BP for the bottom of the mature and wooded peatland (Gauthier et al., 2019), and 910 ± 30 and 1530 ± 30 years BP respectively for the base of the southern and central bog areas (Goubet, 2015; unpublished data). These differences reflect the heterogeneous development of the peatland complex with patches of different degrees of maturity. The site is located in the upstream part of the Drugeon river catchment in the French Jura Mountains at 840 m asl (46.826°N, 6.1725°E, Fig. 1).

The study area is characterized by almost evenly distributed rainfall over the year ranging from 80 to 120 mm/month (Toussaint et al., 2020). In contrast, the monthly mean temperature is very variable from 0 °C in February to 15 °C in July with an annual average 7 °C for the monitoring period (2009–2020) according to our local observatory platform (Toussaint et al., 2020).

From a geological point of view, the site is located within the folded part of the Jura Mountains with SW-NE trending anticlines and synclines affecting mainly limestones and marls of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous. Subsequent erosion shaped the topography and favored the formation of karstic landforms. Within the synclines the karstified limestones are partially overlain by impervious or semi-impervious Quaternary moraines of varying thickness (from a few cm to meters), favoring locally the occurrence of lakes and wetlands (e.g., lake of Saint-Point, lake of Joux, Fig. 1; Duraffourg and Palacio, 1981). Consistently, the Forbonnet peatland is located within an open syncline covered by heterogeneous moraines promoting water retention.

This particular geological and hydrometeorological context implies a complex hydrogeological functioning of the system. Within the peatland, the general water flow is oriented from south to north, with the fen next to the outlet at the northern limit of the site (Lhosmot et al., 2021). Since the restoration of a part of the site in 2015–2016 by backfilling of dewatering ditches and the construction of a dam (Calvar et al., 2018), the water table raised during 6 months from 20 to 55 cm in the southern part of the site but remained stable since then and varies today mainly in response to the hydrometeorological variability (Bertrand et al., 2021; Lhosmot et al., 2021). Nevertheless, although water supply is mainly at least partly ensured by direct rainwater infiltration, concurrent inflows from the surrounding mature peatlands or from the underlying moraines have been suggested on the basis of geochemical indices (Collin, 2016; Lhosmot et al., 2021). In addition, local and regional geomorphological evidences such as karst springs and sinkholes, suggests punctual hydraulic connection with the underlying regional karst aquifer, which is recharged by groundwater flows from an adjacent anticline. Consistently, our previous study based on the ongoing hydrological and hydrochemical long-term monitoring at the outlet of the peatland allowed to distinguish the following water origins for the Forbonnet bog

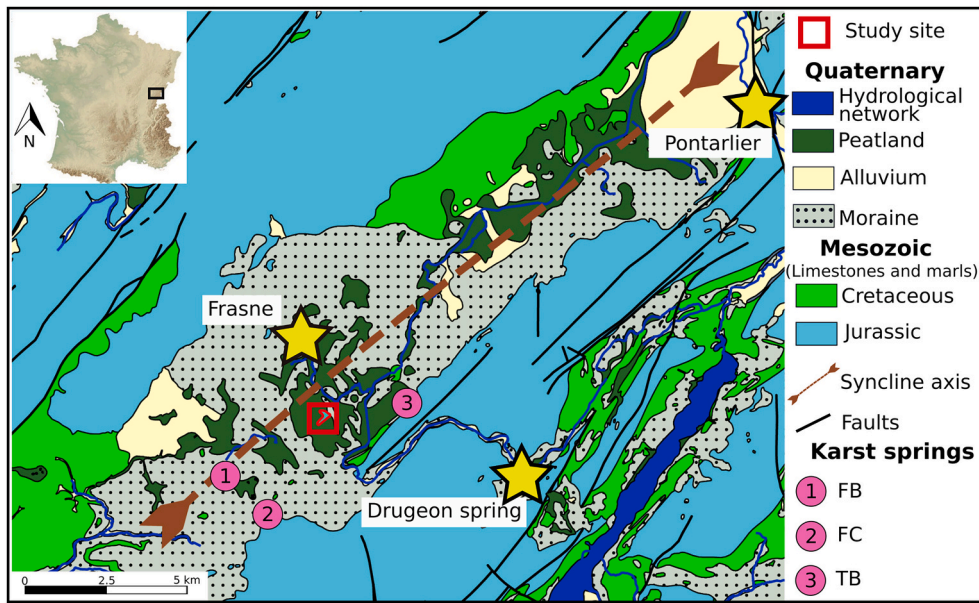


Fig. 1. Geological map (base map modified from BRGM) and site location (IGN France).

(Lhosmot et al., 2021; Fig. 2): 1) direct rainfall infiltrating the surface peat layer; 2) lateral seepage inputs from the neighboring raised wooded peatlands, sustaining the intermediate peat level; and 3) punctual karst water inputs at the substratum/peat interface supplying the deepest peat layer

2.1. Water sampling

The sampling strategy allowed to characterize both the acrotelm, e.g. the surface peat layer, and the catotelm, e.g. deep and intermediate peat layers in this study. The acrotelm is highly permeable and aerobic, and supports plant activities, whereas the catotelm is entirely water-logged, which favors, together with its low permeability anaerobic conditions (Baird et al., 2016; Ingram, 1978). The study is based on two sampling campaigns during October 2019 (low flow) and February 2021 (high flow). This second campaign was originally planned for March 2020 but had to be postponed due to the Covid-19 lockdown.

The network of 19 piezometers follows the general upstream-downstream gradient (Fig. 3). Downstream, 2 piezometers (BM1 and BM3) are located within the fen, 1 piezometer (BM12) at the boundary between fen and bog, while the others are located upstream within the bog (Fig. 3). Among them, respectively nine and eleven piezometers

were sampled in October 2019 and February 2021 (Fig. 3). Some of the piezometers (PP1–2-3, TV1–2-3, TV4–5-6) are nested panpipes, allowing the sampling of surface (TV3, TV6, PP3; depth < 0.5 m from peat surface), intermediate (TV2: 1.5 ± 0.3 , TV5: 1.2 ± 0.3 , PP2: 0.9 ± 0.30 m) and deep (TV1: 2.27 ± 0.1 , TV4: 2.35 ± 0.1 , PP1: 1.7 ± 0.45 m) peat pore water. The panpipe arrays A-B and C–D enable sampling of intermediate (A and C, 1 ± 0.1 m) and deep (B and D, 1.85 and 2.6 ± 0.1 m) peat pore waters, close to the interface with the underlying geological substrate. These panpipe arrays allow to characterize separately the pore water of the fibric peat of the acrotelm and of the more mature peat of the underlying catotelm (intermediate/deep peat layers) (Lhosmot et al., 2021; Bertrand et al., 2021 and references therein). All other piezometers (BM1–3–12–18, GB, TV7–9–12) are fully screened and were sampled at the surface (< 0.5 m) and at different depths (~1 m for BM1 and 2 m for others piezometers) in February 2021, while only one integrative sample was taken in October 2019. All piezometer water samples were recovered with a peristaltic pump.

In order to characterize the system outflow, the main outlet (O_{central}) and its two tributaries (O_{left} and O_{right}, Figs. 1 and 2) were also sampled. O_{right} drains ~20% of the topographic catchment (total area of 1 km² determined from digital elevation models) including the main part of the bog.

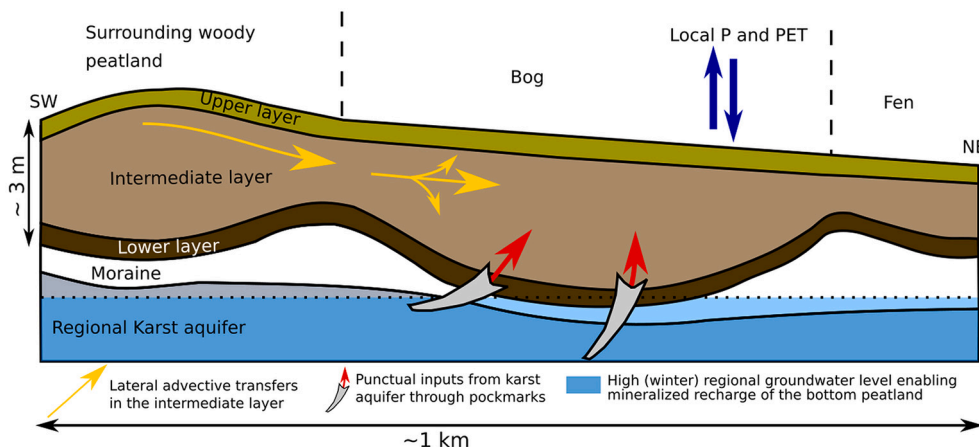


Fig. 2. Conceptual scheme of the hydrological context of the Frasne peatlands (after Lhosmot et al., 2021).

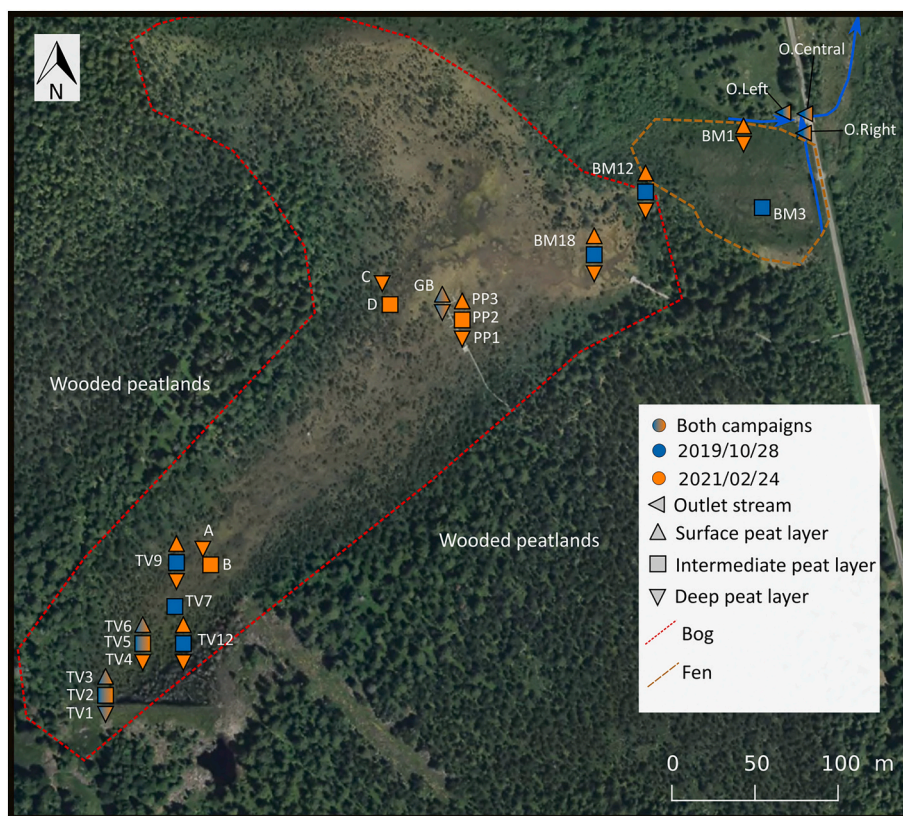


Fig. 3. Localization of sampling points over the Forbonnet peatland.

In parallel, 3 nearby karst springs (TB, FB, and FC) were sampled to characterize the regional karst aquifer. TB was sampled once in February 2021. It is located at the foot of the a nearby anticline, which presumably is the recharge zone of the aquifer beneath the study site (Fig. 3). The springs FB and FC are located within the syncline and are possibly not only fed by the karst aquifer, but also by local perched aquifers within the moraines. Springs FB and FC were sampled once in October 2019.

The waters samples were filtered (0.45 μm for major elements; 0.22 μm for DOC) within 12 h after sampling, while unfiltered aliquots were kept for carbon-13 analyses. We have rigorously ensured that aliquots for carbon-13 analyses did not contain air bubbles. Also, in order to minimize mineralization of organic matter, carbon-13 samples were analyzed within three weeks after sampling. The aliquots for cation analyses were acidified after filtering to pH 2 with ultrapure nitric acid. All samples were stored at 4 $^{\circ}\text{C}$ until analyzes, in glass aliquots for carbon-13 and HDPE tubes for other analyzes.

2.2. Dissolved carbon dioxide concentration in peat pore water

In order to evaluate the CO_2 exchange between the peatland and the atmosphere CO_2 concentrations were determined 6 times (27/04/2021; 27 and 28/05/2021; 22/06/2021; 20/07/2021 and 14/09/2021) at 3 different depths in the panpipe array system PP1–2-3 using a Pro Oceanus Mini Submersible pCO_2 sensor (Fig. 4).

2.3. Physico-chemical analyses

Electrical Conductivity (EC), Temperature (T) and pH were measured in the field with manual multimeters (ODEON Ponsel SN-ODE OA and WTW 340i).

Cation (Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+}) and anion (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) concentrations were determined respectively by ICP-AES (Thermo iCAP

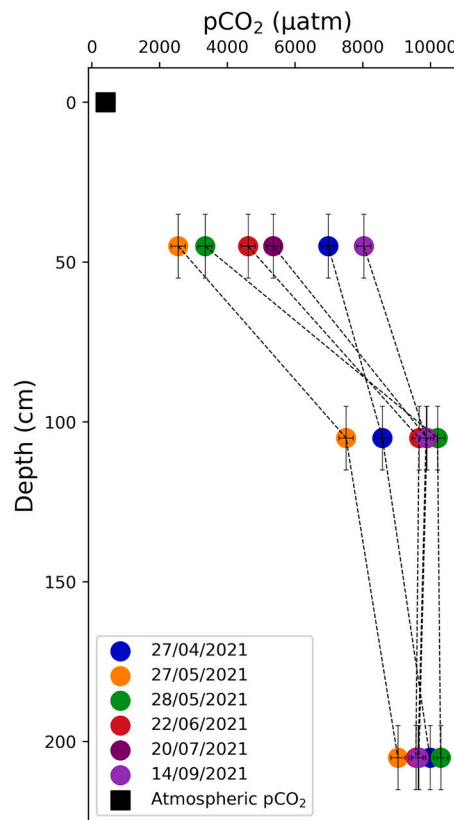


Fig. 4. Circles represent pCO_2 (ppm) measured in nested panpipes array (PP1–2-3) for 6 dates. The black square represents the atmospheric pCO_2 . Horizontal uncertainty was calculated according to the probe manual.

Table 1
 Enrichment factors (in ‰).

Fractionation factor	Equation	Reference
$\epsilon^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})} = -0.373 (10^3 \text{ T}^{-1}) + 0.19$	(Vogel et al., 1970)
$\epsilon^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{HCO}_3^-}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{HCO}_3^-} = 9.552 (10^3 \text{ T}^{-1}) - 24.10$	(Mook et al., 1974)
$\epsilon^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{CO}_3^{2-}}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{CO}_3^{2-}} = 0.87 (10^6 \text{ T}^{-2}) - 3.4$	(Deines et al., 1974)
$\epsilon^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3-\text{CO}_2(\text{g})}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3-\text{CO}_2(\text{g})} = -2.988 (10^6 \text{ T}^{-2}) + 7.6663 (10^3 \text{ T}^{-1}) - 24.642$	(Bottinga, 1968)

6500) and HPLC (ICS 1000) at the PEA^{2t} analytical platform of the Chrono-Environnement laboratory. The analytical error for ICP-AES is in average 4% and for HPLC is <5%. Total S was also measured by ICP-AES. HCO_3^- concentrations were determined by Gran titration using 0.01 M sulfuric acid. Concentrations of the other DIC phases (H_2CO_3 and CO_3^{2-}) were calculated according to Langmuir (1997). In this study we focus mainly on HCO_3^- and Ca^{2+} concentrations because the electrical conductivity of peat pore water is essentially related to these ions (Lhosmot et al., 2021). All anion and cation concentrations were used to assess the accuracy of the measurement by calculating the Normalized Inorganic Charge Balance (NICB) and are available in the Supplementary Table S1.

NICB was well-balanced for the most mineralized waters ($\text{EC} > 200 \mu\text{S cm}^{-1}$, $\text{NICB} = 2 \pm 4.3\%$, $n = 10$). However, a relative cation excess was found in the least mineralized samples ($\text{EC} < 50 \mu\text{S cm}^{-1}$, $\text{NICB} = 43.2 \pm 25.3\%$, $n = 21$). This kind of unbalance is well known for peatland waters and generally attributed to the negative charge of DOC,

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC-open}} = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3] * (\delta^{13}\text{C}_{\text{biogenic}} + \epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{H}_2\text{CO}_3}) + [\text{HCO}_3^-] * (\delta^{13}\text{C}_{\text{biogenic}} + \epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{HCO}_3^-}) + [\text{CO}_3^{2-}] * (\delta^{13}\text{C}_{\text{biogenic}} + \epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{CO}_3^{2-}})}{[\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}]} \quad (2)$$

which is not included in the calculation of the NICB (Reeve et al., 1996; Steinmann and Shotyky, 1997; Urban et al., 2011). The relative cation excess does therefore not query the analytical accuracy of the measurements

DOC was analyzed by catalytic combustion (Vario TOC cube, $\pm 0.5 \text{ mg/L}$) after purging of DIC by addition of hydrochloric acid.

2.4. Isotopic analyses

Carbon-13 signatures of DIC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) were analyzed using a mass spectrometer (Elementar Isoprime 100) coupled with an equilibration system (Elementar MultiFlow-Geo). Samples were acidified using phosphoric acid and flushed with helium. Standards included Na_2CO_3 and NaHCO_3 as well as internal water standards. Standards were systematically analyzed after 8 samples to check measurement stability. All samples were analyzed twice.

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signature was expressed versus the Pee Dee Belemnite (V-PDB) international standard and calculated according to Eq. (1).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} (\text{‰}) = \left[\frac{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{sample}}}{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

The analytic error was $\pm 0.11 \text{ ‰}$.

2.5. Simulation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures

In order to control the origin and the fractionation of DIC, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures were modeled according to various hypotheses dealing with the concept of open and closed system to atmosphere defined by Garrels and Christ (1965) and Langmuir (1971). These models are based on the mixing balance of different carbon isotope end-members introduced by Deines et al. (1974).

Firstly, we hypothesized open conditions with respect to soil CO_2 and a pure biogenic origin for DIC (Eq. (2)).

Where

$\delta^{13}\text{C}_{\text{biogenic}}$ is the $\delta^{13}\text{C}$ of C3 plants, as described below.

$\epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{H}_2\text{CO}_3}$ is the fractionation factor from gaseous CO_2 to dissolved CO_2 (carbonic acid).

$\epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{HCO}_3^-}$ is the fractionation factor from gaseous CO_2 to dissolved bicarbonate.

$\epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{CO}_3^{2-}}$ is the fractionation factor from gaseous CO_2 to dissolved carbonate.

Secondly, by taking into account the regional hydrogeological context (Figs. 1 and 2), we considered that limestone dissolution may occur mainly under closed system conditions with respect to CO_2 , as commonly observed in karst aquifer. In this context bicarbonates can be considered as an equimolar mixture of biogenic and carbonate carbon (Batiot-Guilhe, 2002; Emblanch et al., 1998; Gillon et al., 2009; Langmuir, 1997, Eq. (3)).



For such closed system conditions, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures thus reflect for one half the biogenic signature of soil CO_2 and for the other half the calcite signature of limestone according to Eq. (4):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC-closed}} = \frac{\left([\text{H}_2\text{CO}_3] + \frac{[\text{HCO}_3^-]}{2} + \frac{[\text{CO}_3^{2-}]}{2} \right) * (\delta^{13}\text{C}_{\text{biogenic}} + \epsilon_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{H}_2\text{CO}_3}) + \left(\frac{[\text{HCO}_3^-]}{2} + \frac{[\text{CO}_3^{2-}]}{2} \right) * (\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3} + \epsilon_{\text{CaCO}_3-\text{CO}_3^{2-}})}{[\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}]} \quad (4)$$

With the same notations as for Eq. (2), but additionally with:

$\delta^{13}C_{CaCO_3}$ is $\delta^{13}C$ of carbonates mainly composed of calcite.

$\epsilon_{CaCO_3-CO_3^{2-}}$ is the fractionation factor from calcite to dissolved carbonate ($\epsilon_{CO_3^{2-}-CO_3^{2-}} + \epsilon_{CaCO_3-CO_3^{2-}}$).

The thermodependent enrichment factors (ϵ) were calculated by the empirical equations given in Table 1.

Applying these models requires to fix the $\delta^{13}C$ composition of the different DIC end-members. Colombié et al. (2011) and Joachimski (1994) found for limestones of the Jura Mountains $\delta^{13}C$ range from -5 to $+3$ ‰ V-PDB. Accordingly, we set $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ to 0 ‰ V-PDB and used the range of -5 - $+3$ ‰ as confidence interval.

The syncline structure of the watershed is exclusively covered by C3 plants, as for temperate regions (Still et al., 2003). The vegetation cover is marked by an alternance of temperate forests, wetlands and pastures. The area is too high for the cultivation of C4 plants (corn) (NGHIEM, 2006). For C3 plant dominated areas, the initial $\delta^{13}C$ signature of soil organic matter ranges from -30 to -25 ‰ (Buzek et al., 2019; Delarue et al., 2011; Loisel et al., 2010), followed by a shift of up to 4.4 ‰ during the subsequent aerobic decomposition of soil organic matter and diffusion of CO_2 (Cerling et al., 1991). Consequently, $\delta^{13}C_{CO_2}$ was set to -21 and -22 ‰ V-PDB for aerobic forest soils in temperate mid-mountain covered by C3 plant (Bertrand et al., 2013; Emblanch et al., 2003). However, CO_2 diffusion is limited in water-logged soils, leading to a weaker positive shift during decomposition of organic matter (Neumann et al., 2016; Preuss et al., 2012). In agreement with this a $\delta^{13}C$ of -28 to -26 ‰ was found for the organic matter of the Forbonnet bog in a previous study (Delarue et al., 2011). Consequently, we used for modeling a wide range of $\delta^{13}C_{biogenic}$ of -24.5 ± 3.5 ‰ in order to account at once for limited and important CO_2 diffusion.

The $\delta^{13}C_{DIC}$ signature could be modeled for most samples except for those with bicarbonate concentrations below the detection limit of 5 mg/L. These samples correspond to superficial bog waters from specific rainfall dominated zone (Fig. 3, BM18 for October 2019 and Feb. 2021, BM12, GB_{surf} and PP3 for Feb. 2021, mean EC = $31.3 \mu S cm^{-1}$).

Closed system simulation (Eq. (4)) was used for the karst spring samples and the intermediate and deep pore water samples, whereas open system simulation (Eq. (2)) was applied for the outlet samples and the surface peat pore water samples.

In order to compare the simulations modeled and measured $\delta^{13}C_{DIC}$ compositions, we defined $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ reflecting the offset between measured and modeled $\delta^{13}C_{DIC}$ (Eq. (5)):

$$\Delta\delta^{13}C_{DIC} = \text{Measured } \delta^{13}C_{DIC} - \text{Calculated } \delta^{13}C_{DIC} \quad (5)$$

A $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ value of zero suggests that the model describes satisfactorily the end-members and mechanisms of DIC formation. In contrast, non-zero values of $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ imply the existence of end-members and mechanisms not considered by the model.

3. Results

3.1. Water physico-chemical properties and spatio-temporal variability

The complete analytical results of the two sampling campaigns are available in Table S1 of the Supplementary material. Analytic uncertainties given within the manuscript correspond to standard deviation. Redox and sulfate concentration are only available for the February campaign.

The partial CO_2 pressure (pCO_2) measured in the central panpipe array (piezometers PP1–2-3, Figs. 4, 6 measurement dates) was systematically lower in the surface peat layer (PP3, 5144 ± 2099 ppm; Fig. 4) than in the deeper catotelmic layer (intermediate and deep, PP1 and 2, 9287 ± 1036 and 9696 ± 425 ppm). In addition, we observed a seasonal trend (especially in surface, e.g., PP3 piezometer) with an increase of pCO_2 from May to September excepted for 27/04/2021 which

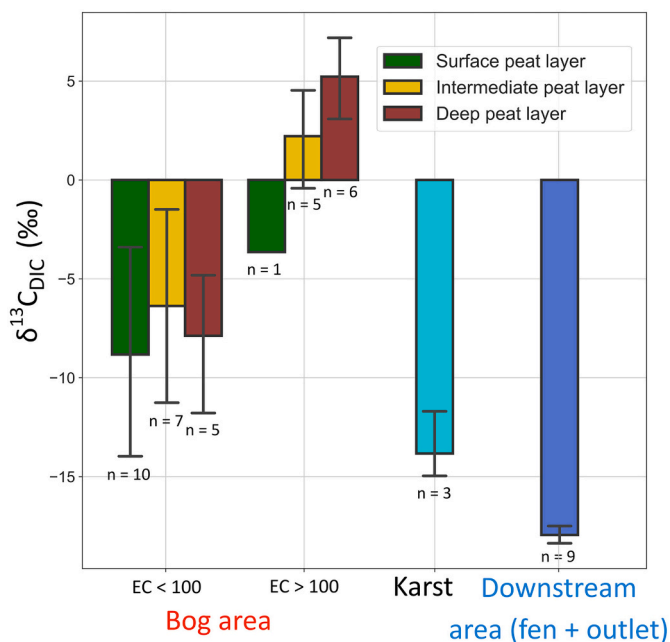


Fig. 5. Barplot showing $\delta^{13}C_{DIC}$ distribution according to water types. Error bars represent the standard deviation.

corresponded to an outstanding dry and warm period.

The peat pore water temperature showed no depth gradient in October 2019, but homogeneous values between 10 and 11.8 °C. In contrast, in February 2021 the temperature increased from 1.9 °C in the surface layer to 6.8 °C in the deep peat layers, showing the thermal inertia of peat (McKenzie et al., 2007). All other parameters were similar for both campaigns and are therefore presented together.

The EC covered a large range from 9.2 to $820 \mu S cm^{-1}$ with a mean of $160 \mu S cm^{-1}$. EC was strongly positively correlated with bicarbonate ($R^2 = 0.96$, $pvalue \leq 0.005$, $n = 47$) and calcium concentrations ($R^2 = 0.98$, $pvalue < 0.005$), showing that EC essentially reflects the calcite dissolution typical for karst systems (Jeannin et al., 2016; Lhosmot et al., 2021).

The bog's surface water was poorly mineralized and acid (pH 4 to 5 and $EC < 100 \mu S cm^{-1}$), whereas the deep peat pore waters were more mineralized and less acid (pH 5.5 to 6.6 and $EC > 100 \mu S cm^{-1}$). However, some deep peat waters were only poorly mineralized ($EC < 100 \mu S cm^{-1}$; Fig. 5). The redox potential showed a similar vertical gradient with well oxygenated conditions near the surface (301 mV) and reducing conditions at depth (13.3 mV) with a mean of 168 mV.

The DIC speciation calculations showed that DIC of the peat pore waters was entirely composed of H_2CO_3 and HCO_3^- , whereas CO_3^{2-} was absent due to the relatively acid pH (Langmuir, 1997). The strongly mineralized bog waters ($EC > 100 \mu S cm^{-1}$, mean = $375 \mu S cm^{-1}$, $n = 12$) had concomitantly high HCO_3^- (mean = 3.8 ± 2.5 mmol/L) and H_2CO_3 concentrations (mean = 5.7 ± 3.4 mmol/L). The poorly mineralized bog waters ($EC < 100 \mu S cm^{-1}$, mean = $40 \mu S cm^{-1}$, $n = 16$) showed lower HCO_3^- (mean = 0.28 ± 0.2 mmol/L) and higher H_2CO_3 concentrations (mean = 9 ± 10 mmol/L). The downstream waters in the fen and at the outlet ($n = 9$) had low concentrations of HCO_3^- (mean = 0.55 ± 0.25 mmol/L) and H_2CO_3 (mean = 0.7 ± 0.8 mmol/L). At least, the karst waters (pH = 7.2 ± 0.3 , $n = 3$) showed high HCO_3^- (4.9 ± 1 mmol/L), low H_2CO_3 (1.1 ± 0.9 mmol/L) and very low CO_3^{2-} (0.003 ± 0.001 mmol/L) concentrations.

The sulfate concentrations were low in the bog (mean = $1 \pm 5 \mu mol/L$) and significantly higher ($pvalue = 0.046$) in the downstream area and the karst water samples ($16 \pm 22 \mu mol/L$). However, despite bog pore water showed very low sulfate concentrations, elementary Sulfur (S) was found in these waters (mean = $16 \pm 12 \mu mol/L$).

The DOC concentrations of the peatland waters varied from 19.5 to 62.2 mg/L with a mean of 37.2 mg/L (raw data in the Table S1). The lowest values (pvalue < 0.005, $n = 34$) occurred in the deep layer (24.5 mg/L) and the values were higher in the intermediate (38.8 mg/L) and surface (35.4 mg/L) layers. The DOC concentrations of the karst springs were much lower (2.8 ± 0.8 mg/L, $n = 3$).

3.2. $\delta^{13}C_{DIC}$ signatures

The $\delta^{13}C_{DIC}$ were heterogeneous over the peatland and varied between -22.0 and $+8.1\%$ V-PDB (Fig. 5). At first sight, these signatures are within the range of the 3 potential end-members, i.e. geogenic (carbonated minerals), biogenic (issued from C3 vegetation and soil respiration) and atmospheric CO_2 (-8.4% ; Campeau et al., 2017; Graven et al., 2020). The $\delta^{13}C_{DIC}$ composition of regional karst water was characterized by intermediate values (Fig. 5; -11.7% for spring TB in February 2021, -15.0 and -14.9% for springs FB and FC in October 2019). Similar values than TB spring were found by Emblanch et al. (2003) for karst springs in southern France (-11 to 13%), and by Celle-Jeanton et al. (2003) for karst springs of the Jura Mountains (-9 to -14%). The values for FB and FC spring were lower than Emblanch et al. (2003) (2%) and Celle-Jeanton et al. (2003) (1%) but remain in the similar range.

The heterogeneous spatial distribution of the $\delta^{13}C_{DIC}$ values of the bog water samples were related to EC and depth gradients (Fig. 5). Poorly mineralized samples ($EC < 100 \mu S cm^{-1}$, mean = $40 \mu S cm^{-1}$, $\delta^{13}C_{DIC} = -7.8 \pm 7\%$, $n = 22$) had lower $\delta^{13}C_{DIC}$ than more mineralized ones ($EC > 100 \mu S cm^{-1}$, mean = $375 \mu S cm^{-1}$, $\delta^{13}C_{DIC} = 3.2 \pm 3.8\%$, $n = 12$, pvalue = 0.32). The $\delta^{13}C_{DIC}$ composition of the surface samples was generally more negative ($\delta^{13}C_{DIC} = -8.3 \pm 8.3\%$) than for the catotelmic waters (intermediate and deep layers; $\delta^{13}C_{DIC} = -2 \pm 7.3\%$, Fig. 5). This vertical gradient was observable for both poorly and highly mineralized waters (Fig. 5).

From an ecohydrological perspective, the $\delta^{13}C_{DIC}$ was below -16.6% in the downstream area (fen and outlet, median = -18.2%) while the median for the bog pore water was -7.5% (Fig. 5). Only a few samples

from within the bog showed more depleted $\delta^{13}C_{DIC}$: BM12_{surf} and BM12_{deep} (-22 and -17.1% , February 2021) localized at the boundary between the bog and the fen; PP3 (-20% , Feb.2021) and TV9 (-17.9% , October 2019). In addition, it is worth noting that $\delta^{13}C_{DIC}$ of the downstream area (fen and outlet) were depleted for all water types (stream, surface and deep peat pore water), suggesting that the vertical gradient observed within the bog disappeared in the downstream area.

3.3. Measured vs modeled $\delta^{13}C_{DIC}$

The mean $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ of $3.3 \pm 1.6\%$ of the karst springs is close to zero and intersect the 1:1 line when considering the confidence interval, i.e. in agreement with the hypothesis of an equimolar mixture of biogenic and geogenic carbon (Fig. 6-A-B). Within the peatland, the $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ is similarly close to zero for the downstream samples (fen and outlet, $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ of $0.8 \pm 3\%$ and $1.3 \pm 3\%$ respectively, Fig. 6-A). In contrast, the bog pore waters were systematically offset from the 1:1 line with strongly positive $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ of $21.9 \pm 5\%$ (Fig. 6).

4. Discussion

Lhosmot et al. (2021) delineated 3 water origins, direct rainfall, lateral from the peatland complex, and mineralized groundwater. The meteoric and lateral waters may be purveyors of biogenic DIC thanks to equilibrium with soil CO_2 respiration while groundwater brings both biogenic and geogenic DIC. Accordingly, we can make the hypothesis (1) that autochthonous DIC from mineralization of organic matter represents almost 100% of DIC in the upper peat layer and (2) that allochthonous DIC from limestone weathering represents almost 100% of DIC. Intermediate fractions of autochthonous and allochthonous DIC result from mixing between these two end-members. However, as it will be discussed in the following, further speciation processes affecting the final carbon-13 signatures of DIC avoid to directly quantify the proportion of each DIC source. Radiocarbon should help to bring a such quantification (Chasar et al., 2000).

In order to improve the understanding of this complex system

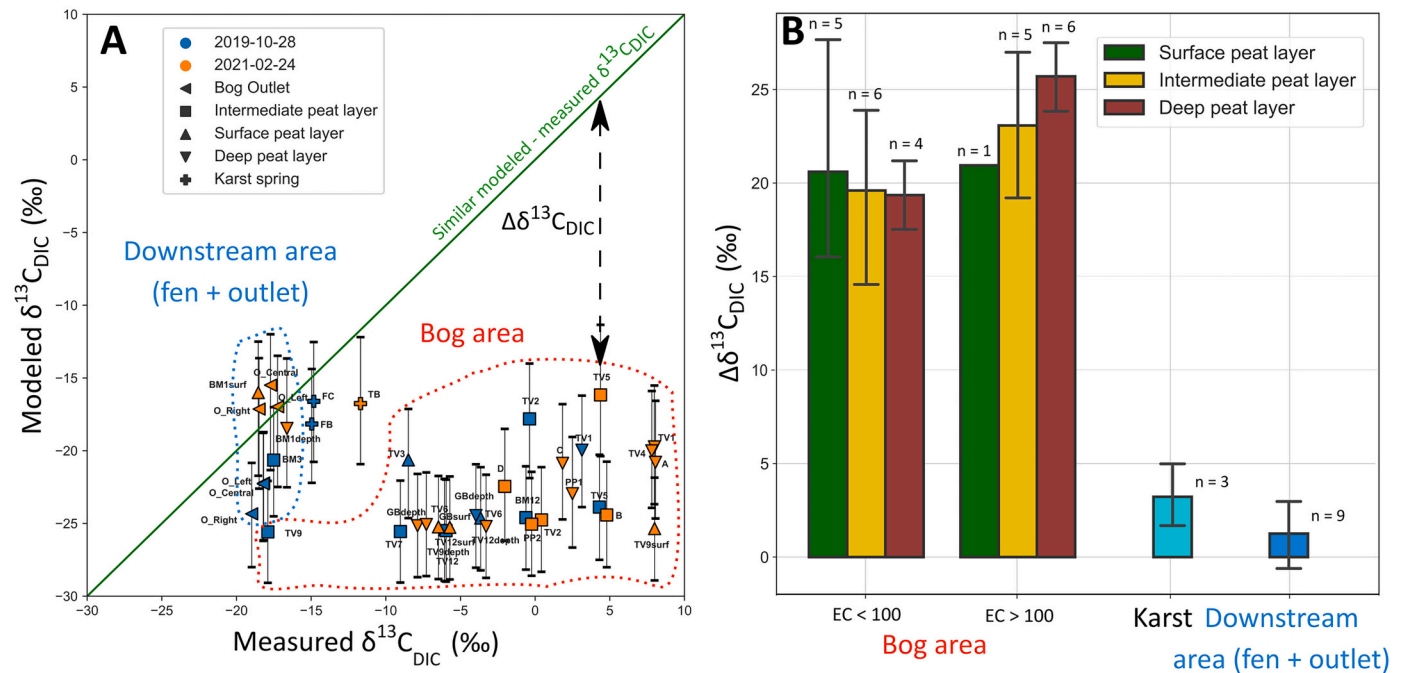


Fig. 6. A: Calculated vs measured $\delta^{13}C_{DIC}$. The 1:1 line correspond to similar modeled and measured values. The vertical error corresponds to the range of simulated $\delta^{13}C_{DIC}$ using range of confidence for source material ($\delta^{13}C_{biogenic}$ and $\delta^{13}C_{CaCO_3}$) described in "Simulation of $\delta^{13}C_{DIC}$ signatures" paragraph.

B: Barplot showing $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ distribution according to water types. $\Delta\delta^{13}C_{DIC}$ is the difference between the modeled and the measured $\delta^{13}C_{DIC}$ (Eq.8). Error bars represent the standard deviation.

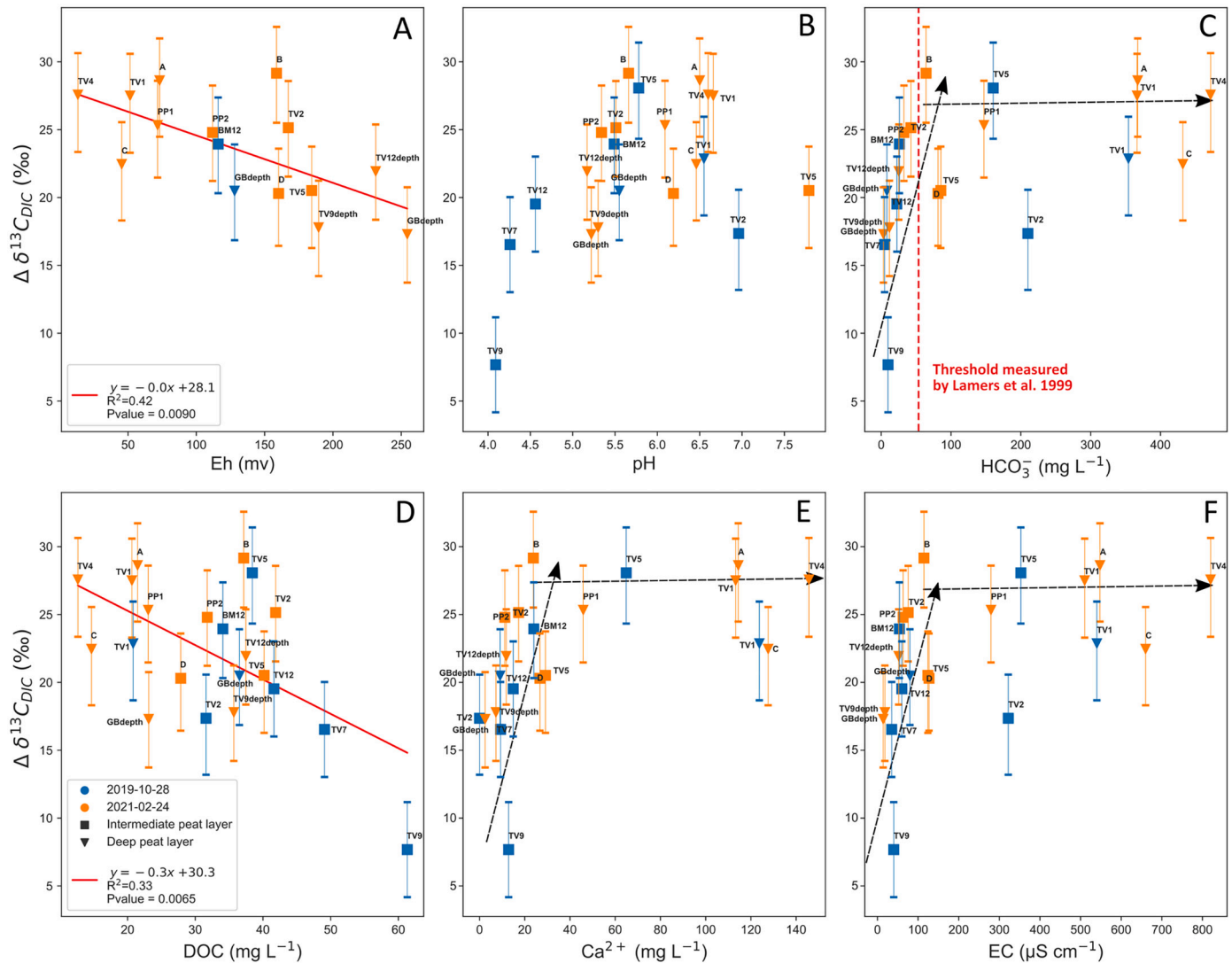


Fig. 7. $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ function of water physico-chemical parameters for catotelmic (intermediate and deep) bog porewater.

combining different water and carbon origins and DIC fractionation, we organized the continuation of the discussion in 3 Sections: (1) the atmospheric pattern; (2) the hydrogeological gradient, which take into account the influence of calcareous DIC and (3) the ecohydrological contrasts between the bog and the fen.

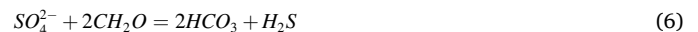
4.1. Atmospheric constraints over DIC patterns

The vertical pCO_2 profiles show that the partial pressure in the surface peat layer is between 5 and 20 times higher than in the atmosphere (Fig. 4). This supports the hypothesis of CO_2 outgassing to the atmosphere. This process is commonly observed for stream waters and usually leads to enriched $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values (Abril et al., 2014; Luo et al., 2019), which is even accentuated by partial equilibration with atmospheric CO_2 (+8 ‰). The duration of water-atmosphere exchange is an additional parameter controlling CO_2 outgassing, making the degree of fractionation due to outgassing qualitatively observable, but remains, however, difficult to quantify (Deirmendjian and Abril, 2018). In the context of the Forbonnet peatland, pCO_2 are almost identical in the intermediate and deep catotelm layers, suggesting that CO_2 outgassing is limited to the acrotelm (Fig. 4).

4.2. Hydrogeological constraints for DIC speciation

The important and systematically positive $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values of the deep catotelm layer could result from methane production, broadly observed in peatlands and resulting in an isotopic enrichment of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Campeau et al., 2018; Corbett et al., 2013; Galand et al., 2010; Holmes et al., 2015; Lansdown et al., 1992; Steinmann et al., 2008). Such a process is in agreement with the methane fluxes observed at the Forbonnet peatland during the period of field sampling (Jacotot et al. 2021; Lhosmot et al., 2022). Consistently, the highly positive $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values of the catotelmic bog samples exclude an atmospheric influence. The values are furthermore negatively correlated with redox ($R^2 = 0.44$, p value < 0.05), suggesting that biologically-mediated processes such as reduction might occur (Fig. 7-A).

Methanogenesis generally occurs only after complete sulfate reduction (Andersen et al., 2013; Gauci et al., 2002; Koebsch et al., 2019; Reddy and DeLaune, 2008). Consistently, the bog waters showed very low sulfate concentrations suggesting that S was fixed within the bog in reduced form (Eq. (6)), favoring the activity of methanogens.



When plotting $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ versus pH a peak of $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ around pH 6 is observed (Fig. 7-B), similar to the results of Sizova et al. (2003).

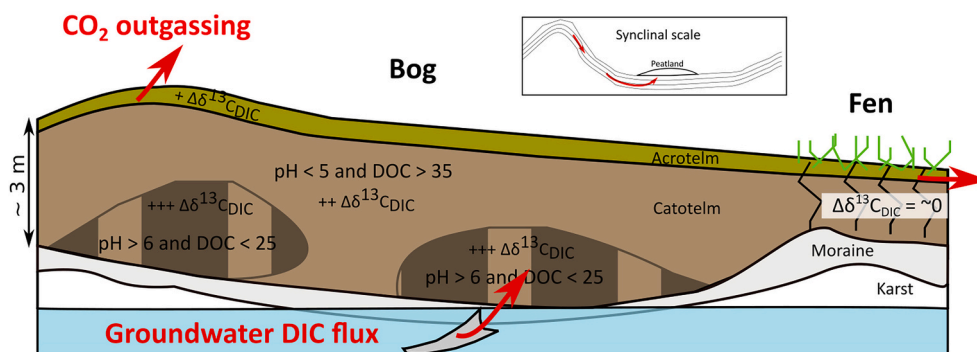


Fig. 8. Conceptual scheme of processes fractionating $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ along the vertical and ecological (fen-bog) gradients at the Forbonnet peatland. The red arrows represent DIC fluxes between the peatland and other DIC compartments. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Although there is no general consensus regarding pH effects on methane production (Conrad, 2020), Dunfield et al. (1993) showed that methane production is stronger for neutral than for acidic pH. In this study, the pH range around 6 is due to the presence of bicarbonate-rich waters, which are preferentially found at the bottom of the bog close to the contact with the geological substratum (Lhosmot et al., 2021). Consistently, Bräuer et al. (2004) found in an experimental study that the addition of H_2/CO_2 stimulated methanogenesis in a circumneutral pH fen whereas the effect was limited under acidic conditions.

Nevertheless, the relation between $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and the groundwater markers Ca^{2+} , HCO_3^- , EC is more complex (Figs. 7-C, E, and F). For low concentrations (Ca^{2+} : < 75 mg/L, HCO_3^- : < 100 mg/L; Mg^{2+} : < 1 mg/L and EC < 200 $\mu\text{S cm}^{-1}$) $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ increased with a steep slope with increasing concentrations of groundwater markers until reaching a threshold (Fig. 7-C, E, and F). Beyond this threshold, the slope disappeared, consistently with the laboratory data of Lamers et al. (1999), who showed that up to a threshold of 1 mmol/L (or 61 mg/L) increasing bicarbonate concentrations significantly amplify methanogenesis, which is in perfect agreement with the $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - \text{HCO}_3^-$ relationship of our data (Fig. 7-C).

These relationships suggest that reduced conditions, combined with pH buffering and bicarbonate fluxes, modify $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in the deeper peat layer through methane production (Fig. 8). In this perspective, the observed link between high $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and low DOC could be related to groundwater inputs with high HCO_3^- and low DOC concentrations, which lead to high $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ by methanogenesis and low DOC concentrations by dilution (Fig. 7-D). This specific chemistry is suspected to be linked to punctual groundwater inputs at the bottom of the bog (Fig. 2) suggested by Lhosmot et al. (2021).

Methanogenesis is essentially based on 2 main metabolic pathways, acetoclastic methanogenesis (AM, Eq. (7)) and hydrogenotrophic methanogenesis (HM, Eqs. (8–10)). Their relative contributions may vary from 0 to 100% depending on the one hand on the type of substrate and on the other hand on microbial, physico-chemical and seasonal conditions (Conrad, 2020; Xu et al., 2015; Throckmorton et al., 2015).



Both AM and HM produce methane and carbon dioxide in equal proportions (Corbett et al., 2013; Neumann et al., 2016).

According to the geochemical reactions discussed above, bicarbonate of karstic origin could be an electron acceptor to favor HM (Eq. (9)), especially in the catotelm with more mineralized pore waters. This pathway could be predominant as suggested by Hornibrook et al. (1997)

and Lansdown et al. (1992), who showed in a temperate bog that methane production was entirely related to HM. Chasar et al. (2000) furthermore demonstrated a northern Minnesota peatland by radiocarbon tracing that DIC from groundwater recharge was used for methane production.

4.3. Ecohydrological constraints for $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ fractionation

At the ecosystem scale, the contrasting DIC concentrations and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ compositions between bog and fen argue for an ecohydrological constraint for DIC speciation. From the upstream (bog)-downstream (fen) gradient perspective, the limited ^{13}C enrichment in the fen ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} 0.8 \pm 3 \text{‰}$) compared to the anaerobic bog ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} 22.2 \pm 5.2 \text{‰}$) could be attributed to the mechanisms described below:

First, methane production could simply be limited within the fen. This hypothesis is strengthened by the sulfate concentrations, which are higher than in the bog. Consistently, Alstad and Whiticar (2011) reported lower CH_4 pore water concentrations in the fen than in the bog of a Canadian peatland. Corbett et al. (2013) stated that fens contained more labile organic matter to support fermentation and higher rates of aerobic respiration due to oxygenation of the submerged soils by *Carex* roots. This non-fractionating pathway of organic matter production would lead to a depletion of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and should dominate the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signature (Campeau et al., 2017; Throckmorton et al., 2015).

Secondly, the AM pathway could be dominant in the fen as observed by Alstad and Whiticar (2011) or Galand et al. (2010). In fact, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ is less fractionated by AM than by HM (Galand et al., 2010; Holmes et al., 2015; Whiticar et al., 1986).

These ecological constraints are potentially amplified by the thickness of the peat layers. In our case the fen is much shallower (mean of 114 cm, 97 manual measures) than the bog (mean of 196 cm, 298 manual measures; Collin, 2016), meaning that the catotelm (where methane is produced) is much thinner in the fen. This depth difference will also lead to a longer residence time of water in the catotelm of the bog, on the one hand because of the bigger volume and on the other hand because the compaction of the peat is stronger and consequently its hydraulic conductivity lower (Ingram, 1982).

5. Conclusions

This study shows that a mid-latitude mountainous peatland located on top of a karst aquifer is characterized by a wide panel of sources and processes affecting DIC. This work allows to delineate a conceptual typology showing that (1) CO_2 outgassing in the surface peat layer leads to a DIC flux to the atmosphere; (2) the calcareous water inflow, by rising the pH and the bicarbonate concentration in the deep catotelm layers, may favor methanogenesis that induces an enrichment of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$; (3) the fen shows no enrichment of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ highlighting an

ecohydrological (fen-bog) influenced by hydrological water residence time, sulfate concentrations and/or the predominance of different methanogenesis metabolic pathways.

In particular, the DIC fluxes in the acrotelm by CO₂ outgassing and the DIC-induced methanogenesis in the deep catotelm layers have to be quantified in future studies in order to evaluate their impact on the carbon budget of the peatland and the associated catchment basin. A particular attention has to be drawn on the sensitivity of these mechanisms to changing climate and on the existence of potential feedback loops. Therefore, it remains essential to pursue peatland monitoring over the long-term and to integrate groundwater-peatland interactions in the future monitoring setup.

Data availability statement

Physical and chemical parameters (T, EC, pH, eH, Ca²⁺, SO₄²⁻, Mg²⁺, DOC, DIC, δ¹³C_{DIC-measured}, δ¹³C_{DIC-modeled}) measured on samples are available in the supporting information of this article. Further information is available on request to the corresponding author. Further information concerning the hydrological functioning of the Frasne peatland is available at doi: <https://doi.org/10.1002/eco.2315> and doi: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

The authors warmly thank the managers of the Regional Natural Reserve of Frasne-Bouverans for site access. This study was funded by the Bourgogne Franche-Comté Region (CRITICAL PEAT project, Accueil de Nouvelle Equipe de Recherche Agreement n°2019-Y09069), the DIC Tracing project (SNO Tourbières). It was furthermore supported by the OSU THETA observatory of the university of Bourgogne Franche-Comté, the SNO Tourbières (<https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>) and the French Network of Critical Zone Observatories (OZCAR) Network (<https://www.ozcar-rri.org/fr/ozcar-observatoires-de-la-zone-critique-applicationset-recherche/>). The SNO Tourbières observatory network was set up thanks to an incentive funding of the French Ministry of Research that allowed pooling together various pre-existing small-scale observation set-ups. The continuity of the field monitoring was made possible by a continuous CNRS-INSU funding since 2008. A. Lhosmot benefits from a Ph.D. fellowship of the French Ministry of Research. The authors would like to thank N. Crini and C. Amiot from the PEA2T analytical platform of the Chrono-Environnement laboratory for chemical analyses, and Lucy Gere and Issam Moussa, from the stable isotope facility of the Laboratoire d'écologie Fonctionnelle et Environnement, Toulouse for δ¹³C_{DIC} analysis. The authors also thank M. Nourdin for her contribution during field work. The authors thank Christophe Emblanch and one anonymous reviewers for their constructive feedbacks allowing significant improvements of the final manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121254>.

References

Abril, G., Martinez, J.-M., Artigas, L.F., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M.F., Vidal, L., Meziane, T., Kim, J.-H., Bernardes, M.C., Savoye, N., Deborde, J., Souza, E.L., Albéric, P., Landim de Souza, M.F., Roland, F., 2014. Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. *Nature* 505, 395–398. <https://doi.org/10.1038/nature12797>.

Alstad, K.P., Whiticar, M.J., 2011. Carbon and hydrogen isotope ratio characterization of methane dynamics for Fluxnet Peatland Ecosystems. *Org. Geochem.* 42, 548–558. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.03.004>.

Andersen, R., Chapman, S.J., Artz, R.R.E., 2013. Microbial communities in natural and disturbed peatlands: a review. *Soil Biol. Biochem.* 57, 979–994. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.10.003>.

Anderson, S.P., Blum, J., Brantley, S.L., Chadwick, O., Chorover, J., Derry, L.A., Drever, J.I., Hering, J.G., Kirchner, J.W., Kump, L.R., Richter, D., White, A.E., 2004. Proposed initiative would study Earth's weathering engine. *Eos Trans. AGU* 85, 265. <https://doi.org/10.1029/2004EO280001>.

Baird, A.J., Milner, A.M., Blundell, A., Swindles, G.T., Morris, P.J., 2016. Microform-scale variations in peatland permeability and their ecohydrological implications. *J. Ecol.* 104, 531–544. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12530>.

Batiot-Guilhe, C., 2002. Étude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques : apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes : site expérimental de Vaucluse, Jura, Lurzac, région montpelliéraine, Nerja (Espagne) (Thèse de doctorat) (Avignon).

Bernard-Jannin, L., Binet, S., Gogo, S., Leroy, F., Défarge, C., Jozja, N., Zocattelli, R., Perdureau, L., Laggoun-Défarge, F., 2018. Hydrological control of dissolved organic carbon dynamics in a rehabilitated *Sphagnum*-dominated peatland: a water-table based modelling approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 4907–4920. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4907-2018>.

Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Loock, S., Huneau, F., Lavastre, V., 2013. Contribution of PCO₂eq and 13CTDIC evaluation to the identification of CO₂ sources in volcanic groundwater systems: Influence of hydrometeorological conditions and lava flow morphologies—application to the Argnat basin (Chaîne des Puys, Massif Central, France). *Aquat. Geochem.* 19, 147–171. <https://doi.org/10.1007/s10498-012-9185-0>.

Bertrand, Guillaume, Ponçot, Alex, Pohl, Benjamin, Lhosmot, Alexandre, Steinmann, Marc, Johannet, Anne, Pinel, Sébastien, Caldarak, Huseyin, Artigue, Guillaume, Binet, Philippe, Bertrand, Catherine, Collin, Louis, Magnon, Geneviève, Gilbert, Daniel, Laggoun-Defarge, Fatima, Toussaint, Marie-Laure, 2021. Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasne peatland (Jura Mountains, France). *Sci. Total Environ.* 754 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>.

Billett, M.F., Garnett, M.H., Dinsmore, K.J., 2014. Should aquatic CO₂ evasion be included in contemporary carbon budgets for peatland ecosystems? *Ecosystems* 18, 471–480. <https://doi.org/10.1007/s10021-014-9838-5>.

Bottinga, Y., 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.* 72, 800–808. <https://doi.org/10.1021/j100849a008>.

Bourbonniere, R.A., 2009. Review of water chemistry research in natural and disturbed peatlands. *Canadian Water Res. J.* 34, 393–414. <https://doi.org/10.4296/cwrj3404393>.

Bräuer, S.L., Yavitt, J.B., Zinder, S.H., 2004. Methanogenesis in McLean Bog, an acidic peat bog in upstate New York: stimulation by H₂/CO₂ in the presence of Rifampicin, or by low concentrations of acetate. *Geomicrobiol. J.* 21, 433–443. <https://doi.org/10.1080/01490450490505400>.

Buzek, F., Novak, M., Cejkova, B., Jackova, I., Curik, J., Veselovsky, F., Stepanova, M., Prechova, E., Bohdalkova, L., 2019. Assessing DOC export from a *Sphagnum*-dominated peatland using δ¹³C and δ¹⁸O-H₂O stable isotopes. *In: Hydrological Processes hyp.13528*. <https://doi.org/10.1002/hyp.13528>.

Calmels, D., Gaillardet, J., François, L., 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO₂ production by biological activity along a temperate climate transect. *Chem. Geol.* 390, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.10.010>.

Calvar, E., Moncorge, S., Bettinelli, L., Durllet, P., Magnon, G., 2018. Program LIFE+ “Bogs of the Jura”: 60 bogs to restore in six years. *In: Inventory, Value and Restoration of Peatlands and Mires: Recent Contributions*. Hazi Foundation, pp. P108–P1133.

Campeau, A., Wallin, M.B., Giesler, R., Löfgren, S., Mörth, C.-M., Schiff, S., Venkiteswaran, J.J., Bishop, K., 2017. Multiple sources and sinks of dissolved inorganic carbon across Swedish streams, refocusing the lens of stable C isotopes. *Nature* 7, 9158. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-09049-9>.

Campeau, A., Bishop, K., Nilsson, M.B., Klemetsson, L., Laudon, H., Leith, F.I., Öquist, M., Wallin, M.B., 2018. Stable carbon isotopes reveal soil-stream DIC linkages in contrasting headwater catchments. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 123, 149–167. <https://doi.org/10.1002/2017JG004083>.

Celle-Jeanton, H., Emblanch, C., Mudry, J., Charmoille, A., 2003. Contribution of time tracers (Mg²⁺, TOC, D13CTDIC, NO₃⁻) to understand the role of the unsaturated zone: a case study—Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France. *Geophys. Res. Lett.* 30 <https://doi.org/10.1029/2002GL016781>.

Cerling, T.E., Solomon, D.K., Quade, J., Bowman, J.R., 1991. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3403–3405. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90498-T](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90498-T).

Chasar, L.S., Chanton, J.P., Glaser, P.H., Siegel, D.I., Rivers, J.S., 2000. Radiocarbon and stable carbon isotopic evidence for transport and transformation of dissolved organic carbon, dissolved inorganic carbon, and CH₄ in a northern Minnesota peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles* 14, 1095–1108. <https://doi.org/10.1029/1999GB001221>.

Collin, L., 2016. Établissement d'un Modèle Conceptuel du Fonctionnement Hydro-Écologique de la Tourbière de Frasne (Master Degree, Internship Report). Université de Franche-Comté - Communauté de Communes du Plateau de Frasne et du Val du Drugeon.

Colombié, C., Lécuyer, C., Strasser, A., 2011. Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine

- Joos, F., Juutinen, S., Kaiser, K., Lacourse, T., Lamentowicz, M., Larmola, T., Leifeld, J., Lohila, A., Milner, A.M., Minkinen, K., Moss, P., Naafs, B.D.A., Nichols, J., O'Donnell, J., Payne, R., Philben, M., Piilo, S., Quillet, A., Ratnayake, A. S., Roland, T.P., Sjögersten, S., Sonntag, O., Swindles, G.T., Swinnen, W., Talbot, J., Treat, C., Valach, A.C., Wu, J., 2021. Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink. *Nat. Clim. Chang.* 11, 70–77. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00944-0>.
- Luo, J., Li, S., Ni, M., Zhang, J., 2019. Large spatiotemporal shifts of CO₂ partial pressure and CO₂ degassing in a monsoonal headwater stream. *J. Hydrol.* 579, 124135. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124135>.
- Martin, J., De Grammont, P., Covington, M., Toran, L., 2021. A new focus on the neglected carbonate critical zone. *Eos* 102. <https://doi.org/10.1029/2021EO163388>.
- McKenzie, J.M., Siegel, D.I., Rosenberry, D.O., Glaser, P.H., Voss, C.I., 2007. Heat transport in the Red Lake Bog, Glacial Lake Agassiz Peatlands. *Hydrol. Process.* 21, 369–378. <https://doi.org/10.1002/hyp.6239>.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman, W.H., 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.* 22, 169–176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90078-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90078-8).
- National Research Council, 2001. Basic Research Opportunities in Earth Science. National Academies Press, Washington, D.C. <https://doi.org/10.17226/9981>
- Neumann, R.B., Blazewicz, S.J., Conaway, C.H., Turetsky, M.R., Waldrop, M.P., 2016. Modeling CH₄ and CO₂ cycling using porewater stable isotopes in a thermokarst bog in Interior Alaska: results from three conceptual reaction networks. *Biogeochemistry* 127, 57–87. <https://doi.org/10.1007/s10533-015-0168-2>.
- Nghiem, V.-T., 2006. Impact du Changement du Mode d'occupation des Sols Sur le Fonctionnement Hydrogéochimique des Grands Bassins Versants : cas du Bassin Versant de l'Ain. Université de Grenoble.
- Preuss, I., Knoblauch, C., Gebert, J., 2012. Improved Quantification of Microbial CH₄ Oxidation. Discussion Paper 37.
- Reddy, K.R., DeLaune, R.D., 2008. *Biogeochemistry of Wetlands: Science and Applications*. CRC Press, Boca Raton.
- Reeve, A.S., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 1996. Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland: a multivariate statistical approach. *J. Hydrol.* 181, 285–304. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02900-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02900-1).
- Rosset, Thomas, Binet, S., Antoine, J.-M., Lerigoleur, E., Rigal, F., Gandois, L., 2019a. Drivers of seasonal and event scale DOC dynamics at the outlet of mountainous peatlands revealed by high frequency monitoring (preprint). *Biogeochem.: Wetlands*. <https://doi.org/10.5194/bg-2019-372>.
- Rosset, T., Gandois, L., Le Roux, G., Teisserenc, R., Durantez Jimenez, P., Camboulive, T., Binet, S., 2019b. Peatland contribution to stream organic carbon exports from a montane watershed. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 124, 3448–3464. <https://doi.org/10.1029/2019JG005142>.
- Sizova, M.V., Panikov, N.S., Tourova, T.P., Flanagan, P.W., 2003. Isolation and characterization of oligotrophic acid-tolerant methanogenic consortia from a Sphagnum peat bog. *FEMS Microbiol. Ecol.* 45, 301–315. [https://doi.org/10.1016/S0168-6496\(03\)00165-X](https://doi.org/10.1016/S0168-6496(03)00165-X).
- Steinmann, P., Shotyk, W., 1997. Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chem. Geol.* 138, 25–53. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00171-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00171-4).
- Steinmann, P., Eilrich, B., Leuenberger, M., Burns, S.J., 2008. Stable carbon isotope composition and concentrations of CO₂ and CH₄ in the deep catotelm of a peat bog. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 6015–6026. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.024>.
- Still, C.J., Berry, J.A., Collatz, G.J., DeFries, R.S., 2003. Global distribution of C₃ and C₄ vegetation: Carbon cycle implications. *Glob. Biogeochem. Cycles* 17, 6–16–14. <https://doi.org/10.1029/2001GB001807>.
- Sullivan, P.L., Macpherson, G.L., Martin, J.B., Price, R.M., 2019. Evolution of carbonate and karst critical zones. *Chem. Geol.* 527, 119223. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.023>.
- Throckmorton, H.M., Heikoop, J.M., Newman, B.D., Altmann, G.L., Conrad, M.S., Muss, J.D., Perkins, G.B., Smith, L.J., Torn, M.S., Wullschlegel, S.D., Wilson, C.J., 2015. Pathways and transformations of dissolved methane and dissolved inorganic carbon in Arctic tundra watersheds: evidence from analysis of stable isotopes: dissolved CH₄ AND CO₂ in Arctic Tundra. *Glob. Biogeochem. Cycles* 29, 1893–1910. <https://doi.org/10.1002/2014GB005044>.
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, A., Gilbert, D., Binet, P., Jacotot, A., Gogo, S., Laggoun-Defarge, F., 2020. Soil-Meteorological Dataset Collected at Frasse Peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>.
- Urban, N., Verry, E.S., Eisenreich, S., Grigam, D.F., Sebastyen, S.D., 2011. *Element cycling in upland/peatland watersheds. In: Peatland Biogeochemistry and Watershed Hydrology at the Marcell Experimental Forest*, p. 29.
- Vogel, J.C., Grootes, P.M., Mook, W.G., 1970. Isotopic fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Z. Physik* 230, 225–238. <https://doi.org/10.1007/BF01394688>.
- Wallin, M., Buffam, I., Öquist, M., Laudon, H., Bishop, K., 2010. Temporal and spatial variability of dissolved inorganic carbon in a boreal stream network: Concentrations and downstream fluxes: temporal and spatial variability of DIC. *J. Geophys. Res.* 115 <https://doi.org/10.1029/2009JG001100> n/a-n/a.
- Whiticar, M.J., Faber, E., Schoell, M., 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation—Isotope evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 693–709. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90346-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90346-7).
- Wigley, T.M.L., Plummer, L.N., Pearson, F.J., 1978. Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1117–1139. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90108-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90108-4).
- Xu, X., Elias, D.A., Graham, D.E., Phelps, T.J., Carroll, S.L., Wullschlegel, S.D., Thornton, P.E., 2015. A microbial functional group-based module for simulating methane production and consumption: Application to an incubated permafrost soil: a microbial functional group-based methane module. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 120, 1315–1333. <https://doi.org/10.1002/2015JG002935>.
- Xu, J., Morris, P.J., Liu, J., Holden, J., 2018. PEATMAP: refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *CATENA* 160, 134–140. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.010>.
- Ye, R., Jin, Q., Bohannon, B., Keller, J.K., McAllister, S.A., Bridgman, S.D., 2012. pH controls over anaerobic carbon mineralization, the efficiency of methane production, and methanogenic pathways in peatlands across an ombrotrophic–minerotrophic gradient. *Soil Biol. Biochem.* 54, 36–47. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.05.015>.
- Zhong, Y., Jiang, M., Middleton, B.A., 2020. Effects of water level alteration on carbon cycling in peatlands. *Ecosys. Health Sustainabil.* 6, 1806113. <https://doi.org/10.1080/20964129.2020.1806113>.

Chapitre 7 : Contrôles biotiques et abiotiques sur la variabilité des échanges de CH₄ entre une tourbière tempérée dominée par les sphaignes et l'atmosphère

Le chapitre précédent s'intéresse à la dynamique du DIC dans les tourbières alimentées par des eaux carbonatées et suggère, par approche isotopique sur le carbone du DIC, une corrélation positive entre la production de CH₄ dans les niveaux profonds de la tourbière et la teneur en bicarbonates de l'eau. Cette partie a pour objectif d'évaluer l'influence de contraintes biotiques et abiotiques sur les échanges de CH₄ à l'interface tourbière-atmosphère à différentes échelles de temps.

Pour comprendre la variabilité des flux de CH₄ (FCH₄) entre la partie nord de la tourbière active, dominée par les sphaignes (transitional poor fen), et l'atmosphère, nous avons acquis entre avril 2019 et décembre 2021 des données de flux de GES et de chaleur par la méthode eddy-covariance et des paramètres hydro- météorologiques et physiques grâce au suivi opéré par le SNO Tourbières. Le site est une source de CH₄ vers l'atmosphère avec des émissions annuelles cumulées de $23,9 \pm 0,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

A l'échelle interannuelle, une profondeur de nappe accrue durant la période de croissance de la végétation induit une baisse de FCH₄, et réciproquement. A l'échelle saisonnière, la variation de la température de surface du sol est un bon prédicteur de FCH₄. Cependant, alors que les températures les plus basses sont mesurées entre décembre et février, les FCH₄ les plus bas sont mesurés entre mars et mai, période à laquelle environ 30 % des mesures de FCH₄ sont négatives. En effet, l'augmentation plus rapide de la température à la surface de la tourbière (niveau aérobie) par rapport à la zone plus profonde (anaérobie) stimule probablement la méthanotrophie au détriment de la méthanogenèse. En outre, les FCH₄ négatifs, systématiquement observés à la mi-journée, sont concomitants avec des fortes valeurs de flux de photons photosynthétiques incidents et de chaleur latente, et des flux négatifs de CO₂, suggérant le contrôle de la photosynthèse sur l'oxydation du CH₄. La Figure 111 illustre la variabilité saisonnière des FCH₄, la forte densité de FCH₄ négatifs au printemps, ainsi que la relation marquée entre le PPFd et les FCH₄. De plus, nos résultats mettent en évidence des cycles diurnes marqués avec des valeurs de FCH₄ maximales la nuit et minimales à midi pour toutes les saisons (Figure 112). Cette cyclicité diurne est à l'opposé de ce qui est généralement connu pour les tourbières dominées par les plantes vasculaires possédant des tissus aérénchymes. Ainsi, la photosynthèse mise en œuvre par les sphaignes et leur cortège microbien semblent donc pourvoyeurs de l'oxygène impliqué dans l'oxydation du CH₄ par les microorganismes méthanotrophes. Ces processus liés à la photosynthèse sont accompagnés de processus additionnels nécessitant des recherches plus approfondies. Par exemple, en journée, la radiation solaire maintient la stratification de l'eau dans la tourbière. A l'inverse, la nuit, le refroidissement de l'eau en surface (flux de chaleur sensible négatif pour la tourbière) peut conduire à un mélange convectif favorisant les émissions de CH₄ (Koebsch et al., 2015). Enfin, les résultats présentés dans ce chapitre montrent que les variations diurnes de FCH₄ doivent être considérées pour calculer/modéliser des bilans à l'échelle saisonnière ou annuelle. Enfin, ce travail illustre le besoin de considérer l'effet de la végétation et des organismes photosynthétiques sur les processus de transfert et d'oxydation du CH₄.

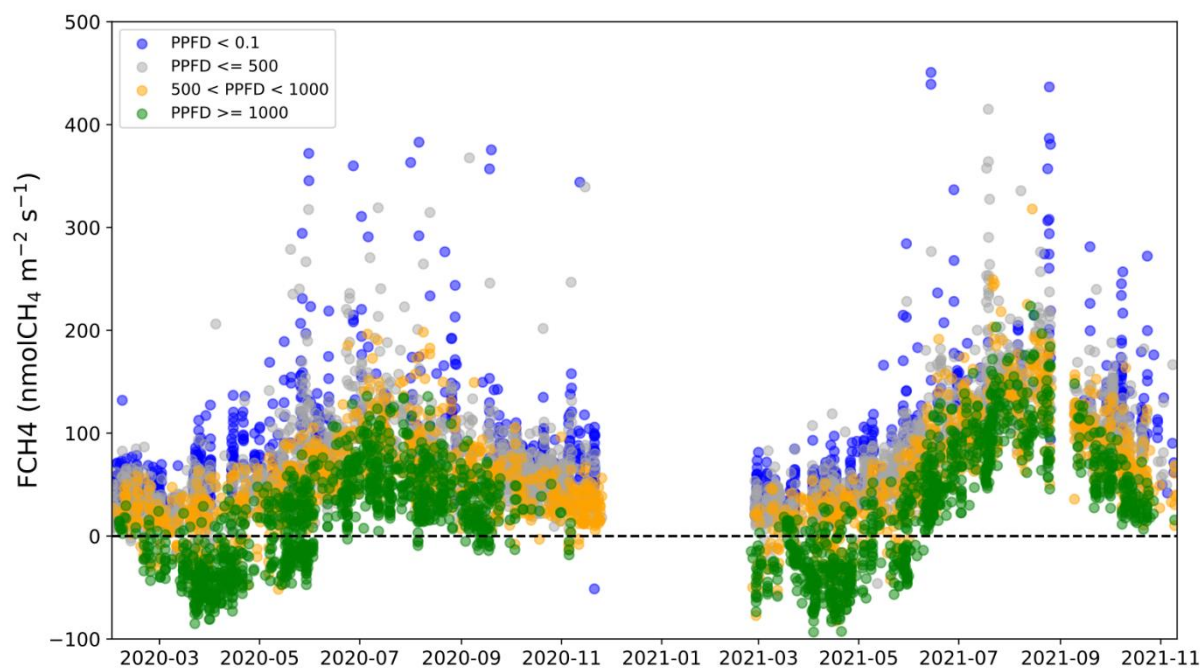


Figure 111 : FCH₄ mesuré par eddy-covariance. La couleur des points correspond à une gamme de PPFD ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Les PPFD $< 0,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ témoignent des conditions nocturnes.

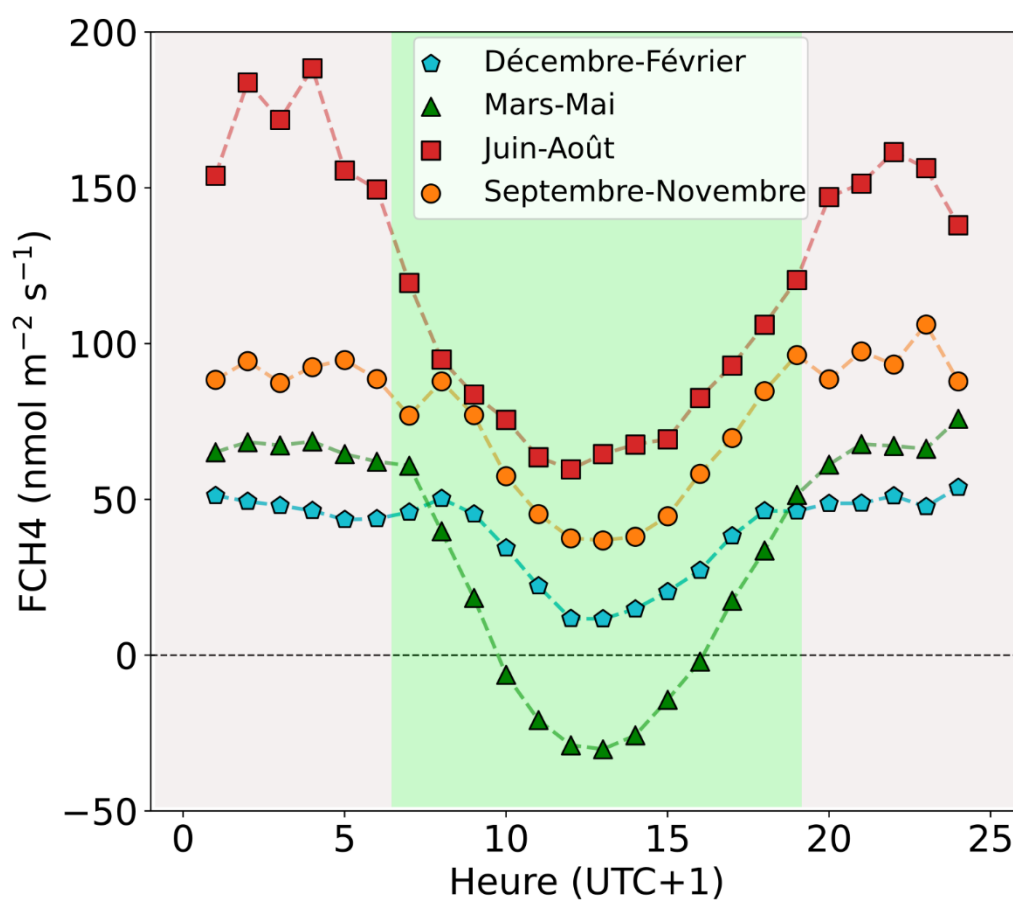



Figure 112 : Cycle diurne de FCH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) moyen pour les mois Décembre-Février ; Mars-Mai ; Juin-Août ; et Septembre-Novembre. Mesures réalisées par la méthode eddy-covariance.



Biotic and Abiotic Control Over Diurnal CH₄ Fluxes in a Temperate Transitional Poor Fen Ecosystem

Alexandre Lhosmot,^{1*}  Adrien Jacotot,^{2,3} Marc Steinmann,¹ Philippe Binet,¹ Marie-Laure Toussaint,¹ Sébastien Gogo,⁴ Daniel Gilbert,¹ Sarah Coffinet,⁴ Fatima Laggoun-Deffarge,² and Guillaume Bertrand^{1,5}

¹Chrono-Environnement, UMR6249, CNRS, Université de Bourgogne Franche-Comté, Besançon, France; ²Institut Des Sciences de La Terre d'Orléans (ISTO), UMR7327, CNRS, Université d'Orléans, Orléans, France; ³Institut National de la Recherche en Agriculture, Alimentation et Environnement (INRAE), UMR 1069 SAS, 5 rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes, France; ⁴ECOBIO (Écosystèmes, Biodiversité, Évolution)-UMR 6553, Université de Rennes, CNRS, Renne, France; ⁵Water Resources and Environmental Engineering Laboratory, Federal University of Paraíba, Joao Pessoa 58051-900, Brazil

ABSTRACT

To understand the variability of methane (CH₄) fluxes between a temperate mid-altitude *Sphagnum*-dominated peatland and the atmosphere, we monitored simultaneously eddy covariance, hydrometeorological and physical parameters between April 2019 and December 2021. The site was a CH₄ source for the atmosphere, with a cumulative emission of $23.9 \pm 0.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ year}^{-1}$. At the interannual scale, deeper water table during vegetation growth periods resulted in lower CH₄ fluxes (FCH₄), and reciprocally. Furthermore, the seasonal temperature variation in the anaerobic peat layer was a good predictor for FCH₄. However, while the lowest temperatures occurred between December and February, the lowest FCH₄ were observed between March and May, with around 30% of negative FCH₄. Indeed, the fastest increase

in temperature of the aerobic layer likely stimulated methanotrophy at the expense of methanogenesis. Negative FCH₄, systematically observed at midday, were concurrent with high photon flux densities, latent heat fluxes and net negative ecosystem CO₂ exchanges, suggesting the control of photosynthesis over CH₄ oxidation. Moreover, our results highlighted marked diurnal cycles with FCH₄ maximal at night and minimal at midday for all seasons. This diurnal cyclicity is in opposition to what is typically known for peatlands dominated by vascular plants. Physical parameters, such as soil surface temperature and sensible heat fluxes, likely contribute to this diurnal FCH₄ cyclicity and require further investigation. Our study thus demonstrates that diurnal variations in FCH₄ must be considered before upscaling to seasonal or annual cycles, along with the effect of vegetation on CH₄ transfer and oxidation processes.

Received 23 July 2022; accepted 21 November 2022

Supplementary Information: The online version contains supplementary material available at <https://doi.org/10.1007/s10021-022-00809-x>.

Author Contributions: AL wrote the original draft. AL, AJ and GB participated to the conception of the study, designed methodology and analyzed data. AJ and MLT acquired eddy covariance and soil meteorological data. All authors contributed to the writing and approved the final version of the manuscript.

*Corresponding author; e-mail: alexandre.lhosmot@univ-fcomte.fr

Key words: peatland ecosystem; diurnal cycle; methane flux; methane oxidation; sphagnum; temperate ecosystem; eddy covariance.

A Lhosmot and others

HIGHLIGHTS

- FCH₄ were lower during daytime and higher at night throughout the year.
- Negative FCH₄ where concomitants with negative NEE.
- Diurnal FCH₄ amplitude followed a seasonal trend.

INTRODUCTION

Peatlands host one third of the Earth total soil organic carbon, although they cover only 3% of the continental surface (Gorham 1991; Xu and others 2018). These vegetated and waterlogged ecosystems can be considered as biogeochemical and carbon hot spots of the Critical Zone, which is defined as the thin layer of the Earth from the top of the canopy to the unaltered rocks that shelters life and the biogeochemical cycles (Anderson and others 2004; Gaillardet and others 2018). Permanent anaerobic and reduced redox conditions in peatlands limit organic matter degradation and its transformation to carbon dioxide (CO₂), resulting in peatlands being a carbon reservoir that had accumulated over centennial to millennial time scales.

Waterlogged conditions promote the microbial production of methane (CH₄) that is then emitted to the atmosphere and has a radiative power 28–34 times greater than CO₂ (Lai 2009; IPCC 2013; Stepniewska and Goraj 2014). The net CH₄ flux to the atmosphere is not only dependent on its production under anoxic conditions, but also on its transfer to the surface. This transfer occurs through molecular diffusion, ebullition or through aerenchymatous tissues (Sebacher and others 1985; Chanton and Dacey 1991; Windsor and others 1992). In parallel, a part of CH₄ may be consumed by methanotrophs in the presence of oxygen, especially in the aerobic surface layer, or in anaerobic conditions through oxidative pathways using different electron acceptor such as nitrate, sulfate or iron (III) (Lai 2009; Smemo and Yavitt 2011; Stepniewska and Goraj 2014; Shi and others 2017). In addition, CH₄ flux (FCH₄) balance results from the interactions of numerous physico-chemical factors such as Water Table Depth (WTD), vegetation cover and temperature (Turetsky and others 2014; Leroy and others 2017; Li and others 2021; Zhang and others 2021). Among these factors, temperature is a key predictor for seasonal CH₄ production in the anaerobic peat layer (Dun-

field and others 1993; Long and others 2009; van Winden and others 2012; Stepniewska and Goraj 2014; Knox and others 2021). In contrast, the lowering of the WTD favored by high temperature and evapotranspiration favors oxygenation of the peat column that, in turn, limits CH₄ emissions (Lai 2009; Stepniewska and Goraj 2014; Bertrand and others 2021). At the diurnal scale, FCH₄ can widely vary in both shape and amplitude within peatland types and seasons (Nadeau and others 2013; Dooling and others 2018; Knox and others 2021).

Saunois and others (2020) estimated that over the period 2000–2017 wetlands, at the global scale, including peatlands, contributed 25–30% of the worldwide CH₄ emissions. However, the specific contribution of peatlands to these CH₄ emissions remains uncertain because of the multitude and complexity of controlling parameters to set in the models (Saunois and others 2020; Salmon and others 2021). However, both climatic and land-use change modify hydrometeorological conditions of peatlands, which do not only impact their distribution, size and vegetation cover, but also potentially the balance between CH₄ production and oxidation. The heterogeneity of peatland types and sizes associated with complex interactions between hydrology, carbon cycle and vegetation dynamics make their response to climate change and anthropogenic disturbances difficult to predict (Loisel and others 2021; Riutta and others 2020).

In addition, although numerous studies focused on boreal peatlands, the temperate ones remain understudied, especially temperate montane peatlands (Rosset and others 2019). However, temperate peatlands might be considered “as ‘ecosystem sentinels’ for climate change, acting as early warning indicators of climate-carbon feedbacks” as it was proposed by Briones and others (2022). Beyond, peatland monitoring combining hydrometeorological variables and greenhouse gas (GHG) fluxes in a wide panel of altitude and latitude, vegetation cover and degree of anthropogenic impact participate to build a robust database. Such a database is essential to evaluate peatland restoration strategies that induce, through rewetting, an increase in FCH₄ (Abdalla and others 2016). Monitoring of GHG fluxes, covering from interannual to diurnal scale including dormant season, is enabled by the eddy covariance technique that has been developing over the last 25 years (Morin 2019). Diurnal cycle studies on peatland FCH₄ prove to be important as the majority of FCH₄ are measured only during daytime with the incubation chamber method (Denmead 2008; Dooling and others 2018). Therefore, the comprehension of this

diurnal cycle remains a challenge in order to improve annual CH₄ budget of a peatland when only daytime measurements are available (Dooling and others 2018).

In this context, this work aims to document current temperate peatland CH₄ dynamic by delineating the biotic and abiotic processes influencing FCH₄. Considering the range of possible constraints over FCH₄, deconvoluting these factors may be helped by long-term and high frequency monitoring. In this perspective, we jointly investigated WTD, soil and air temperatures, Photosynthetic Photon Flux Density (PPFD), latent and sensible heat fluxes (LE and H), Net Ecosystem CO₂ Exchange (NEE) and FCH₄ during 2.5 years. This allowed us to address multiannual, seasonal and diurnal CH₄ patterns of a temperate mid-altitude *Sphagnum*-dominated transitional poor fen, located in the Jura Mountains in Eastern France (Forbonnet peatland).

MATERIAL AND METHODS

Study site

The study was conducted at the Forbonnet peatland, located at a mid-latitude and mid-altitude position (N46.826, E6.1754, 840 m a.s.l.) in the French Jura Mountains within the Frasné-Bouverans peatland complex (~ 300 ha; Lhosmot and others 2021). The site is one of the four peatlands of the French National Peatland Observatory Service (SNO Tourbières; Gogo and others 2021), being also an observatory of the French research infrastructure of the Critical Zone (OZCAR; Gaillardet and others 2018).

This ecosystem is located in a karstic syncline made of Jurassic and Cretaceous marls and limestones, partially covered by glacial impermeable deposits favoring water accumulation and development of peatlands. The study site corresponds to a *Sphagnum*-dominated peatland (~ 7 ha) belonging to a larger peatland complex of around 300 ha that is recognized for its biodiversity (Natura 2000, Ramsar Convention, Regional Natural Reserve). This peatland is supplied in water by (1) local rainfall, (2) lateral flow from the surrounding by topographically higher more mature and wooded peatlands and (3) by localized and intermittent mineralized groundwater from moraines and/or karst system (Lhosmot and others 2021). The upper peat layer remains the most acidic and least mineralized one with pH varying from 4 to 5.5.

The climate is temperate with a marked continental influence, straddling between Cfb and Dfb

according to the Köppen–Geiger climate classification (Rubel and others 2017). More particularly, the site is subjected to contrasted seasons with mean monthly temperatures ranging from 0 °C (December to February) to 15 °C in July and August while the annual average is about 7 °C (2009–2020). Precipitation events are regularly distributed over the year with a mean of 135 ± 25 mm month⁻¹ (2009–2019).

Concerning the vegetation, the study area is mainly covered by *Sphagnum* spp mosses. *Andromeda polifolia*, *Vaccinium oxycoccos*, *Eriophorum vaginatum*, *Scheuchzeria palustris*, *Drosera* spp. and *Calluna vulgaris* are also present. *Pinus uncinata* occurs sparsely around the edges of the peatland. The micro-topography of the Forbonnet peatland edges features an alternance of hummocks and hollows supporting a mosaic of vegetation while the center of the system is relatively homogenous and flat and corresponds to a transitional poor fen (Delarue and others 2011; Buttler and others 2015).

GHG fluxes and Auxiliary Data Measurements

Methane (CH₄), carbon dioxide (CO₂), latent heat flux (LE) and sensible heat flux (H) were measured with an eddy covariance (EC) flux tower from the end of April 2019 to December 2021. Localization of the EC is available on the observatory website (Gogo and others 2021), and its footprint corresponds to the flat transitional poor fen dominated by *Sphagnum* (see Supplementary material 1). The EC footprint vegetation is dominated by *Sphagnum* spp (~ 80%), whereas vascular plants (mainly *Eriophorum vaginatum*) represent the rest of the vegetation (Bailly 2017). The EC system included an open-path CH₄ LI-7700 and an enclosed-path LI-7200/RS (LI-COR Biosciences, USA) to measure, respectively, CH₄ and both H₂O and CO₂ concentrations. Wind velocity and direction components as well as fast temperature readings were provided by a Gill HS-50 3D ultrasonic anemometer (Gill Instruments Limited, UK) placed at 2 m above the soil with a north offset of 220°. All data were sampled at a 20 Hz frequency and recorded through a LI-7550 Interface Unit (LI-COR Biosciences, USA).

Micro-meteorological measurements included PPFD (SKP115 Quantum Sensor, Skye Instruments Limited, UK), air temperature (T_{Air}) and relative humidity (RH; HMP155A, VAISALA, Finland). Soil measurements included Water Table Depth (WTD; CS451, Campbell Scientific) at one location and temperature (T_{Soil}) at 2, 5, 10, 25 and 60 cm

depths. T_{Soil} values at 2 and 5 cm are the mean of two replicated sensors. Intermediate depth temperatures (5, 10 and 25 cm) showed a gradual evolution between the 2 and 60 cm depths (see Supplementary material 2). Temperature was also recorded in a piezometer (T_{Peat}) integrating the complete catotelm profile (40–180 cm depth). All auxiliary data were recorded in a similar environment, beside the EC footprint (~ 75 m from the EC station). The data were measured every minute and then 30-min averaged.

Fluxes calculation

CH₄, CO₂, LE and H were calculated using EddyPro version 7.0.6 (LI-COR Biosciences, USA) and following the methods described by Vitale and others (2020) and references therein. Calculation included spikes count and removal (Mauder and others 2013), double-axis rotation for tilt correction (Wilczak and others 2001), covariance maximization for time-lag compensation, *in situ* spectral correction (Fratini and others 2012) and then 30-min block averaging. Cleaning of FCH₄ was performed using the quality flags qualification of Mauder and Foken (2011), and accordingly, only fluxes with a flag 0 criterion were kept in the dataset. Cleaning of CO₂ fluxes was performed with the procedure of Vitale and others (2020) with the RFlux package in its non-ICOS version (Vitale and others 2021). In addition, due to the restricted area of the studied peatland and the location of the EC tower, only the fluxes recorded with a wind direction between 143 and 270°N were conserved during the cleaning procedure. The footprint surface estimation is based on aggregated half-hour measurements from April 2019 to December 2021 after wind direction filtration and following the method described by Kljun and others (2015) (Figure in Supplementary material 1).

Averaged FCH₄ and CO₂ fluxes were corrected for periods of low friction velocity (u^*) that frequently appear at nighttime. The calculation of the threshold is based on the data and is thus specific and different for each dataset. The minimal u^* threshold for accepted fluxes was estimated by the method of Papale and others (2006) and implemented in the REddyProc algorithm developed by Wutzler and others (2018). Annual calculated thresholds were 0.043, 0.069 and 0.049 for 2019, 2020 and 2021. Following these results, we decided to take a unique threshold value of 0.075 for the three measurements years, which is upper than the calculated ones in order to ensure more robustness to the kept data. All fluxes below this threshold

were discarded from the dataset. Finally, the available CH₄ data covered 22% of the study period. The data gap in winter 2020–2021 is due to the removal of the analyzer because of excessive snow cover. In this study, a negative flux is defined as a flux from the atmosphere to the soil, and reciprocally.

The daily mean amplitude of FCH₄ (maximum difference of fluxes between day and night) for each month was calculated as the difference between the mean FCH₄ at night (PPFD $< 1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and the minimum FCH₄ of the day. Similarly, the daily mean amplitude of temperature in soil was calculated as the difference between the mean temperature at night (PPFD $< 1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and the diurnal maximum temperature.

To estimate the annual FCH₄ budget, FCH₄ were gap-filled from 2019 to 2021 using the Random Forest (RF) method with T_{soil} , WTD, PPFD and u^* as input predictors. Although no standardized gap-filling method currently exists concerning CH₄ (Knox and others 2019), mostly due to its dependence to many environmental drivers, Kim and others (2020) recently showed a high performance of random forest algorithms (RF).

Statistical Analyses

Linear regressions and statistical analyses were realized using the SciPy library in python language (Jones and others 2001). Difference of annual and monthly means WTD was compared with the nonparametric Mann–Whitney U test as the main data were not normally distributed. All uncertainties given in the manuscript correspond to the standard deviation.

RESULTS

Environmental Variables

Monthly T_{Air} and T_{Soil} at 2 cm depth ($T_{\text{soil-2 cm}}$) showed similar variations with lowest values in January (~ 0 °C) and peaks in July for 2020 and June for 2021 (respectively, ~ 16 and ~ 18 °C, Figure 1A). For T_{Soil} at 60 cm depth ($T_{\text{soil-60 cm}}$), the seasonal peak was offset in August and the seasonal amplitude (~ 13 °C) was lower than for $T_{\text{soil-2 cm}}$ (~ 17 °C, Figure 1A). The mean monthly peat water temperature recorded in a piezometer (T_{Peat}) at 40 to 180 cm depth varied between 4.4 and 13.5 °C. For T_{Air} , the values ranged between -1 and 17 °C, for $T_{\text{soil-2 cm}}$ between 0.4 and 18.1 °C, and for $T_{\text{soil-60 cm}}$ between 2.9 and 15.6 °C. T_{Peat} reached its seasonal peak at the end of August (Figure 1A). PPFD

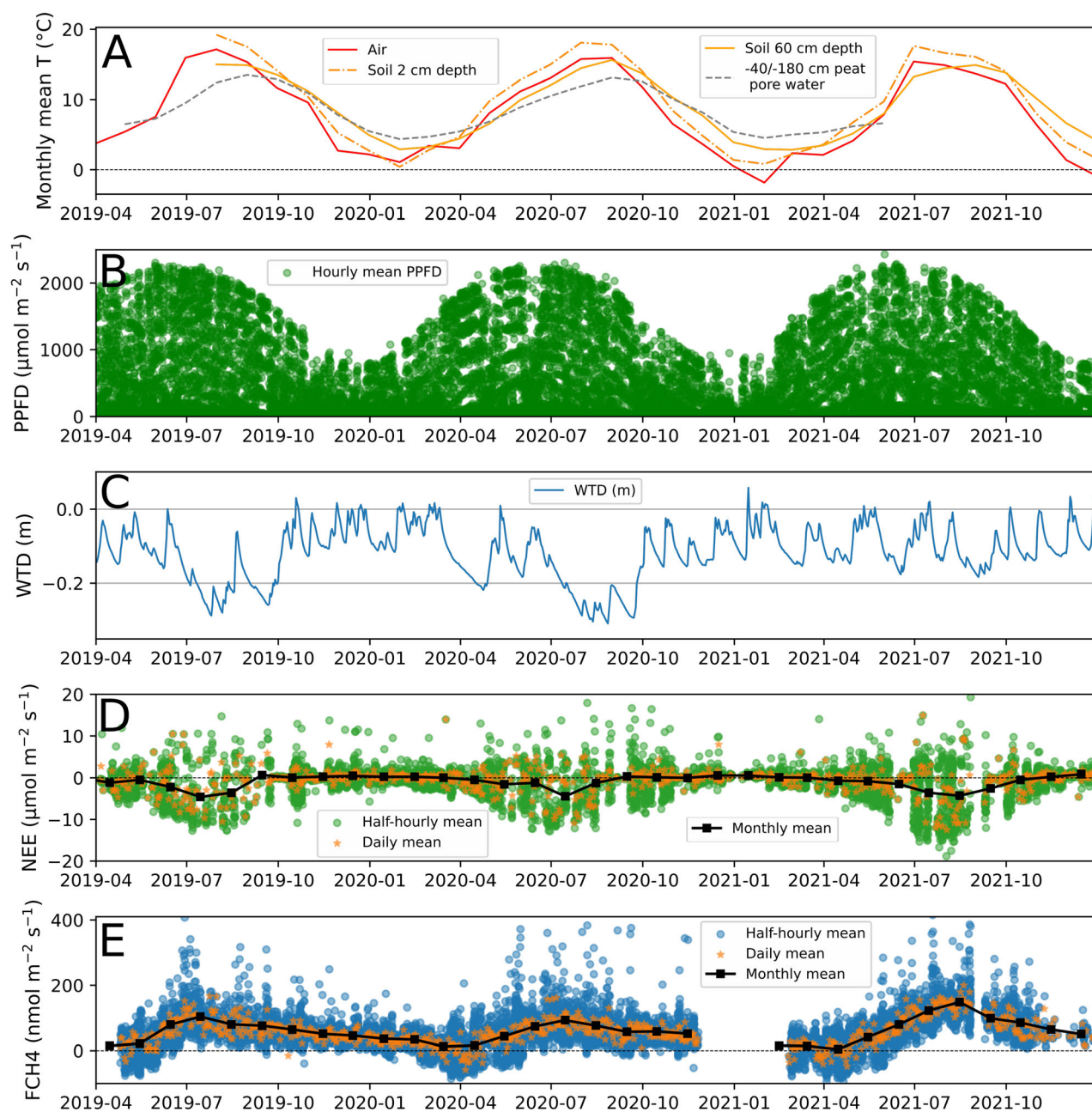


Figure 1. **A** Monthly mean temperature measured in different compartments of the ecosystem (°C). For T_{soil} only the 2 and 60 cm depths are plotted in Figure 1 to keep figures readable, for intermediate depths, see Supplementary data. **B** Hourly PPFD ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). **C** Daily mean WTD (m). **D** Half-hourly, daily, and monthly NEE measured by eddy covariance ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). The horizontal dashed line indicates the zero value. **E** Half hourly, daily, and monthly FCH₄ measured by eddy covariance ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). The horizontal dashed line indicates the zero value, highlighting the negative FCH₄.

showed seasonal trends similar to T_{Air} with highest values in July ($2300 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and lowest values in winter ($< 800 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; Figure 1B).

At the diurnal scale, PPFD, T_{Air} and T_{Soil} were highest during the day. PPFD reached its maximum between 1 and 3 pm. T_{Air} and T_{Soil}-2 cm reached

maximum values between 3 and 5 pm, whereas T_{Soil}-60 cm was highest between 11 pm and 2 am. The amplitude of T_{Soil} decreased with depth and remained, similar to T_{Peat}, close to zero at 60 cm depth, reflecting the thermic inertia of peat (McKenzie and others 2007). The daily amplitude of T_{Soil} at 2 and 5 cm depth was highest from April

to September and considerably lower for the rest of the year (at 2 cm from 3.2 to 10.1 °C, mean = 6.5 °C; at 5 cm from 1.9 to 5.5 °C, mean = 3.9 °C, Figure 2). For deeper levels (10, 25 and 60 cm), the daily mean amplitude did not exceed 2.2 °C (mean = 1 °C).

WTD remained at an average of -0.12 ± 0.07 m (Figure 1C, daily mean values). Seasonal variations featured greater depths from July to September in 2019, 2020 and 2021 (respectively, -0.21 ± 0.04 , -0.24 ± 0.04 and -0.10 ± 0.04) and shallower depths in winter (from -10 cm to occasional positive values). WTD in 2021 (-0.9 ± 0.05 m) was significantly higher than in 2019 (-0.11 ± 0.07 m, p -value < 0.05) and 2020 (-0.13 ± 0.08 m, p -value < 0.05). The monthly mean WTD compared year to year shows that for May, July, August and September the WTD was significantly higher in 2021 than in the two others years (p -value < 0.05).

Seasonal variability of NEE showed lower amplitude from November to March, where the majority of half-hour fluxes ranged from -4 to $+4 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$. Mean monthly NEE for this period ranged from 0 to $+1 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$. Higher NEE amplitude was measured in July–August months. Half-hour NEE ranged from approximately -13 to $+10 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$, and mean monthly NEE reached $-5 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ (Figure 1D).

CH₄ Fluxes

Along the two and a half years covered by the EC measurements (April 2019 to December 2021),

measured mean daily FCH₄ were $57.5 \pm 41 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Annual budget from gap-filled data for 2019, 2020 and 2021 were, respectively, 23.4, 23.5 and 24.8 g C m⁻² year⁻¹. Seasonal variation in FCH₄ was similar for the whole period of study (Figure 1E). Highest monthly average FCH₄ were recorded in July and August (respectively, from 92.5 to 122 with a mean of $106 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ and from 76.2 to 147.4 with a mean of $101.2 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), whereas lowest FCH₄ occurred in early spring (March and April monthly average, respectively, 13 to 14.8 and 4.8 to $16.1 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Regarding the half-hour values, negative FCH₄ were most frequent between March and May, representing in average $30.8 \pm 8.5\%$ of the half hour measurements. In February, negative FCH₄ were more variable, comprised between 5.7% and 28.8% of measured FCH₄ in 2020 and 2021, respectively. In contrast, for all other months, negative FCH₄ only represented $1.1 \pm 1.5\%$ of measured FCH₄. In addition, the diurnal FCH₄ showed lowest values during daytime (11am–3 pm) for all month of the year (Figure 3). Amplitude of this cycle was the highest in spring and summer ($103.9 \pm 21 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and the lowest from October to January ($47.1 \pm 20 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; Figure 2). Diurnal FCH₄ amplitude at the end of winter (February and March) was $75 \pm 29 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Environmental Control on FCH₄

At the seasonal scale, monthly WTD showed complex relationships with monthly mean FCH₄ with a large variation in FCH₄ (from 15 to 140 nmol m^{-2}

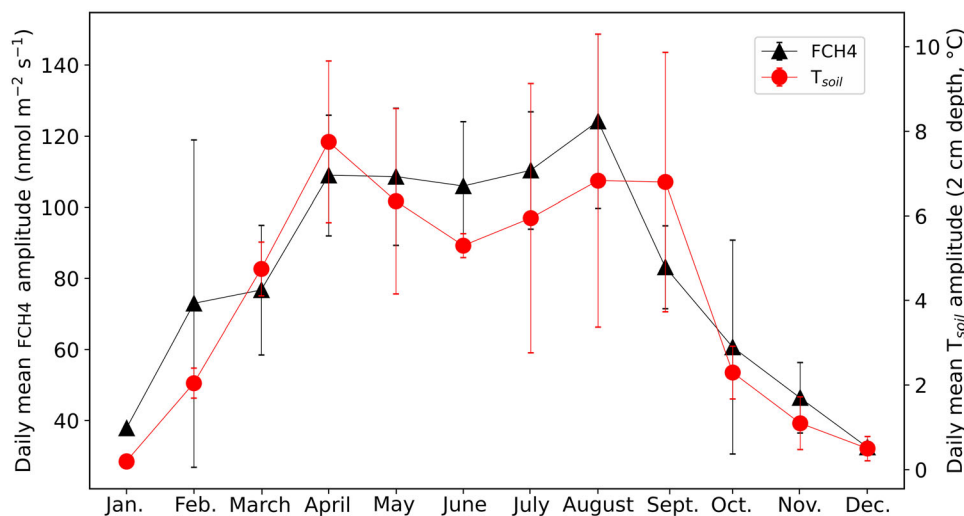


Figure 2. Monthly mean daily amplitude of FCH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and soil temperature ($^{\circ}\text{C}$, 2 cm depth). The vertical error bar corresponds to the standard deviation.

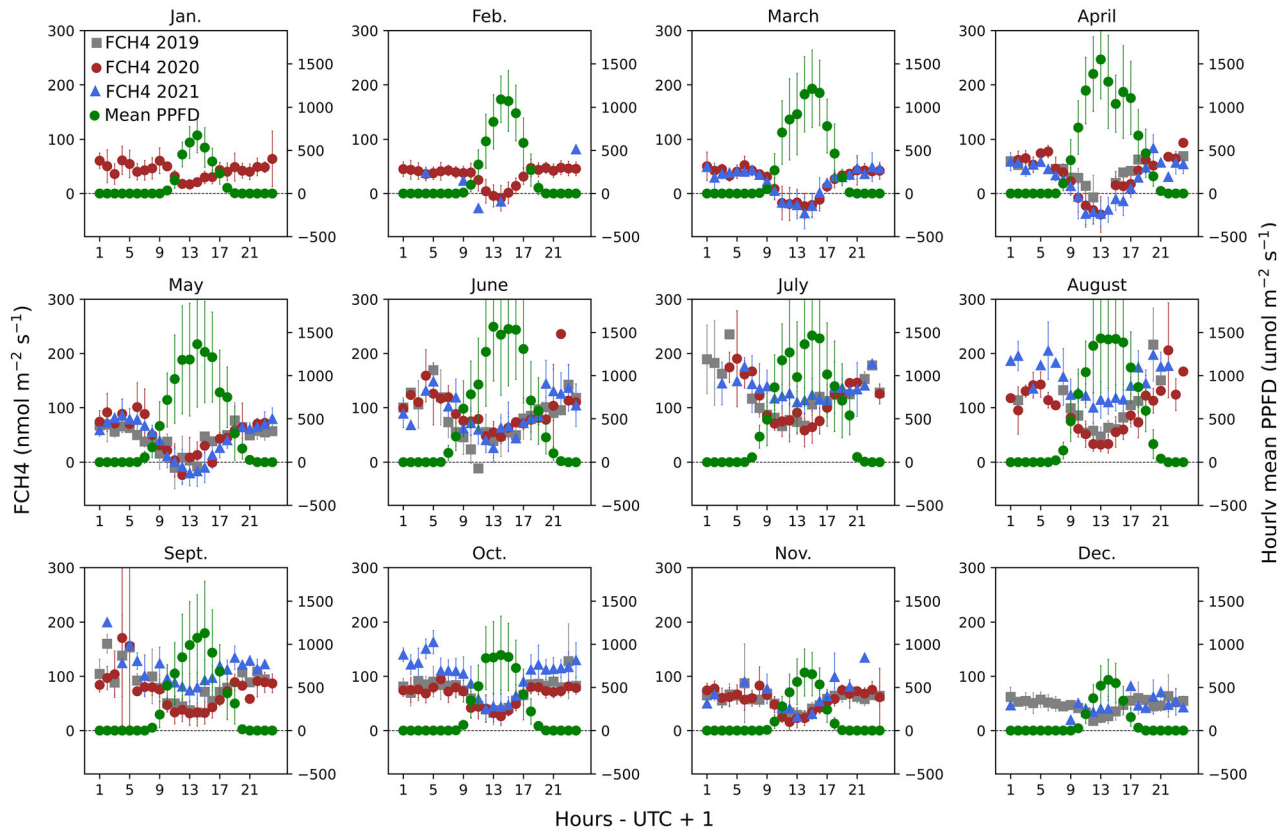


Figure 3. FCH₄ and PPFD for each month of the year (nmol and $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). The vertical error bar represents the standard deviation. The data presented are hourly averages. The horizontal dashed line indicates the zero value.

$^2 \text{s}^{-1}$) in a restricted WTD range of variation (-0.13 to -0.07 m), corresponding to 25% of the monthly WTD amplitude observed in our dataset (Figure 4).

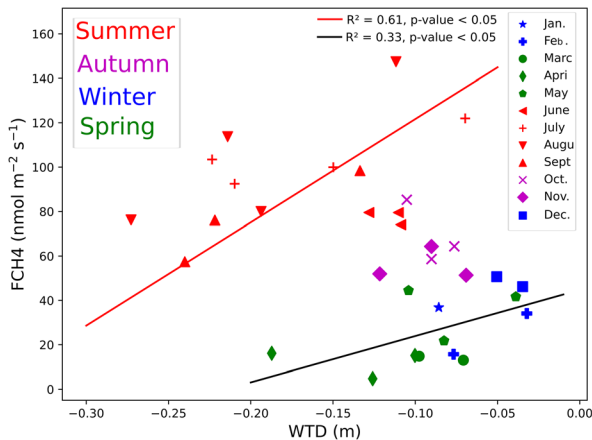


Figure 4. Scatter plot showing FCH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) function of WTD (monthly mean). The marker color indicates the season and the marker symbol the month of the year. The red linear regression ($R^2 = 0.61$) was calculated for months from July to September. The black linear regression ($R^2 = 0.33$) was calculated for months from January to May.

Nevertheless, a positive relationship between WTD and FCH₄ was detectable, but only for selected seasons. Positive relationships can be observed for the July–September and December–May periods where linear regressions were determined (Figure 4, respectively, R^2 equal to 0.61 and 0.33 and p -value < 0.05). In addition, the link between WTD and FCH₄ stood out by focusing on interannual cycles. For the July–September period, mean FCH₄ were higher in 2021, corresponding to the wettest summer (FCH₄ = $122.6 \pm 20 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ / WTD = $-0.10 \pm 0.05 \text{ m}$), than for the drier summers of 2019 and 2020 (FCH₄ = 86.5 ± 12 and $75.4 \pm 14 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectively; WTD = -0.21 ± 0.04 and $-0.24 \pm 0.04 \text{ m}$ with a drop at -0.31 m , respectively; Figure 1C and E).

To better understand the diurnal FCH₄ variations over the season, we decomposed the diurnal FCH₄ between the monthly mean FCH₄ at night (FCH₄-night) and the monthly mean of the daytime minimum (FCH₄-min-day). These two variables were plotted against the T_{soil}-25 cm that is considered as a proxy for seasonal CH₄ production variations (Figure 5, Ueyama and others 2020). Figure 5A shows that the FCH₄-night was posi-

A Lhosmot and others

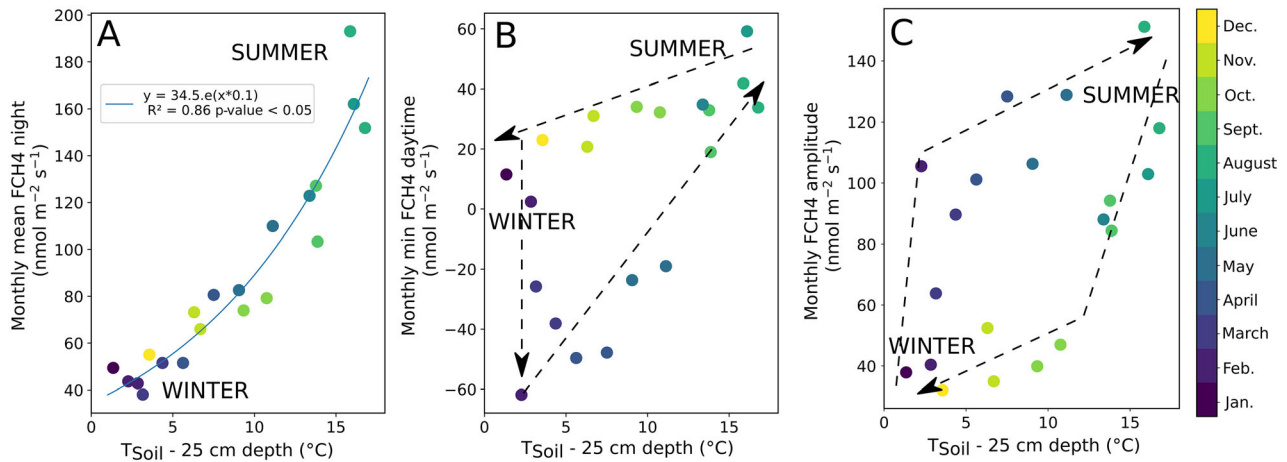


Figure 5. Scatter plots showing the relation between decomposed parts of the diurnal FCH₄ cycle and temperature at 25 cm depth (T_{Soil-25 cm}). T_{Soil-25 cm} was recorded from August 2019 to November 2021. Markers correspond to monthly averages. The color bar indicates the month of the year. The dashed arrows highlight the seasonal pattern of these variables and in particular the hysteresis. **A** The vertical axis is the average FCH₄ during the night (PPFD below 1 μmol m⁻² s⁻¹ < /sup). **B** The vertical axis is the average minimum FCH₄ of the day. **C** The vertical axis is the average daily amplitude of FCH₄.

tively correlated with the T_{soil-25 cm} (exponential relation, $R^2 = 0.86$, p -value < 0.05). In contrast, the relation between the FCH₄-min-day and the T_{soil-25 cm} showed a complex pattern with a seasonal hysteresis, for example, lower values in spring (− 20 to − 50 nmol m⁻² s⁻¹) than in autumn (20 to 30 nmol m⁻² s⁻¹, Figure 5B) for similar temperature (~ 5–10 °C). As a result of FCH₄-night and FCH₄-day-min dynamic, the monthly diurnal amplitude of FCH₄ also followed a hysteresis for similar T_{soil-25 cm}, for example, greater values during the end of winter and spring than during autumn and early winter (Figure 5C). This result indicates that temperature of saturated peat is not able to fully explain the seasonal variation in FCH₄-min-day.

Diurnal pattern of temperature (from air to soil 60 cm depth) was synchronous with FCH₄ despite a lag time from 2 to 12 h between the daily minimum FCH₄ (coming first) and the daily peak of T_{air} and T_{soil-60 cm}, respectively. Both the mean diurnal amplitude of FCH₄ and T_{soil-2 cm} followed the same seasonal trend (Figure 2).

Diurnal FCH₄ was also synchronous with PPFD, NEE, LE and H for all months of the year with daily peaks at mid-day (Figs. 3, 6, 7 and 8). FCH₄ was positively correlated with NEE and negatively correlated with PPFD, LE and H. Highest FCH₄ occurred at nighttime and concomitant with null PPFD and LE, negative H and positive NEE. The linear regressions between NEE and LE variables and FCH₄ were the most significant from March to

May with R^2 between 0.61 and 0.85 for NEE and 0.59 and 0.77 for LE (Figs. 6 and 7). For H and FCH₄ relationship, the linear regression was as strong in February ($R^2 = 0.89$) as in March to May (R^2 between 0.83 and 0.93, Figure 8).

DISCUSSION

FCH₄ Budget and Daily FCH₄ Dynamics

FCH₄ recorded in the Forbonnet between 2019 and 2021 indicated that the site acted as an annual net source of CH₄ to the atmosphere with an annual average budget of 23.9 ± 0.6 g C m⁻², in the high range of those reported by Abdalla and others (2016) for northern peatlands (N40 to 70°; 95% CI of 7.6–15.7 g C m⁻² and mean of 12 ± 21 g C m⁻²). Abdalla and others (2016) found that CH₄ emissions from fen ecosystems were significantly higher than those from bog, consistent with the significant emissions recorded at the Forbonnet. In addition, despite the site being located in a mountainous environment (840 m a.s.l.), the high CH₄ emissions were more consistent with its temperate location (N47°, mean annual T_{air} = 7 °C). For instance, Ueyama and others (2020) found, in a temperate bog (N43°, 16 m a.s.l) with comparable annual air temperature (mean = 7.2 ± 0.6 °C), annual CH₄ emissions between 13 and 19 g C m⁻². Beyond latitudinal and climatic influences, FCH₄ budget seems therefore highly site-dependent (Abdalla and others 2016).

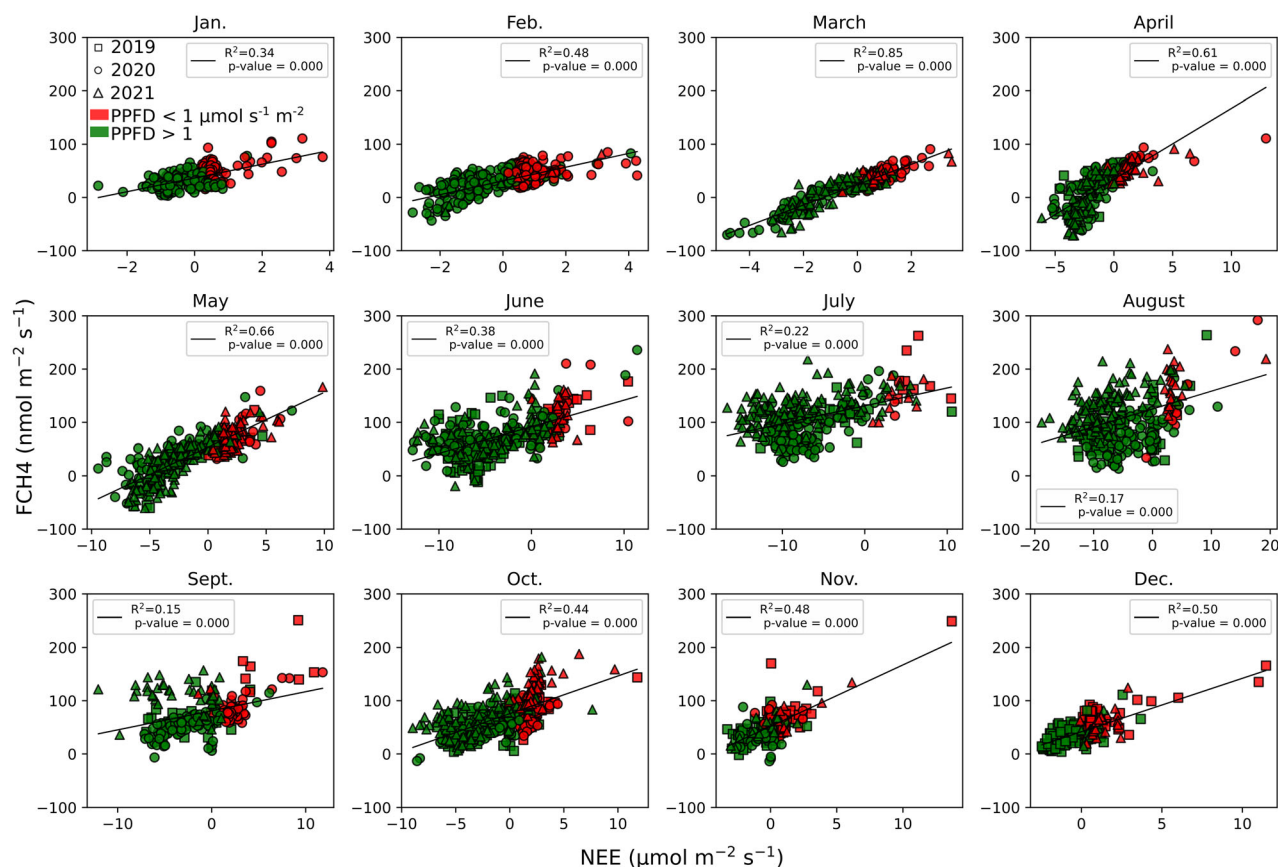


Figure 6. FCH₄ function of Net CO₂ Ecosystem Exchange (NEE) grouped by each month of the year (nmol and $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectively). The data presented are half-hourly averages. The red color corresponds to conditions with PPFD below $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Reciprocally, the green color corresponds to conditions with PPFD higher than $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. The black line is a linear regression including all points of the subplot.

Along the two and a half years of study, FCH₄ presented a diurnal cycle with higher values at night and lower values during the day, the minimum being reached around noon (Figure 3). This result is consistent with other temperate and boreal peatlands that showed similar shape of FCH₄ diurnal cycle (Yavitt and others 1990; Mikkilä and others 1995; Waddington and others 1996; Dooling and others 2018; Ueyama and others 2020). However, Nadeau and others (2013), in a boreal bog, or Greenup and others (2000) in a temperate bog, did not find such a clear daily variation. Beyond, Long and others (2009), focusing on summer periods in a boreal fen, measured no diurnal variations in June while the July month (peak of growing season) showed higher FCH₄ in daytime of about $20 \text{ nmol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$. Consistent with this diurnal pattern, Knox and others (2021) observed distinct daytime/nighttime FCH₄ in 12 peatlands (four fen, four marshes, three rice paddies, one swamp and one bog) from the FLUXNET network dataset. These contrasted observations highlight the need to

better constraint the variables controlling the diurnal FCH₄ cycles in peatlands at various temporal scales. In particular, the shape of the diurnal cycle measured in this work highlights the need to distinct processes that may decrease FCH₄ during daytime to those that may contrariwise increase nighttime FCH₄. In this perspective, we discuss in the following the possible role of hydrological, thermal and photosynthetic processes on FCH₄.

WTD Influence on FCH₄

The respective thickness of the shallower aerobic and the deeper anaerobic peat layers is driven by the WTD variations (Sundh and others 1995; Turetsky and others 2008). In the present study, WTD remained at an average of -0.12 m , with occasional and relatively limited seasonal variations (minimum of -0.29 , -0.31 and -0.18 m depths in the summers of 2019, 2020 and 2021, respectively, Figure 1C). In parallel, at the interannual scale, FCH₄ is positively correlated with WTD. This

A Lhosmot and others

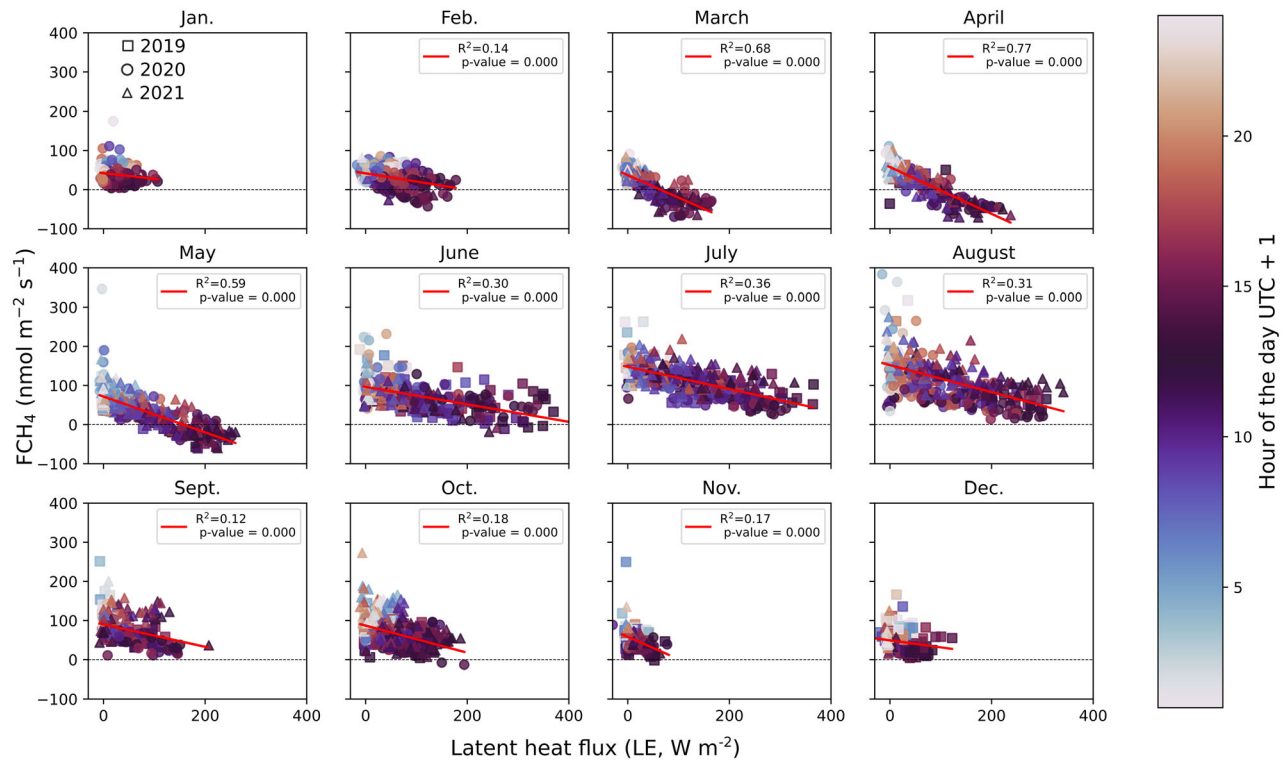


Figure 7. FCH₄ function of latent heat flux (LE) grouped by each month of the year (nmol m⁻² s⁻¹ and W m⁻², respectively). The data presented are half-hourly averages. The color code refers to the hour (UTC + 1) of the measurement. The red line is a linear regression including all points of the subplot. The horizontal dashed line indicates the zero value, highlighting the negative FCH₄.

is illustrated in summer (July to September) during which both WTD and FCH₄ were significantly higher in 2021 than in 2019 and 2020 (p -value < 0.05). Christensen and others (2003) and Knox and others (2021) suggested that CH₄ emission response to WTD variations mainly occurs for large WTD drops like those occurring during extreme events like drought. Consequently, as the WTD cannot fully explain the FCH₄ variability at seasonal scale, one must consider others seasonal processes such as thermal conditions and photosynthetic activity cycles.

Temperature Influence on Microbiological and Physical Controls on FCH₄

Seasonal variations in CH₄ emissions at the Forbonnet featured higher emissions in summer, and lower fluxes during the remaining part of the year, similar to emission variability observed in temperate-boreal peatlands exhibiting a distinct seasonal pattern of temperature (Lai 2009; Ueyama and others 2020; Knox and others 2021) (Figure 1A-E). However, the lowest and punctually even negative

FCH₄ occurred during spring while they were expected to occur during winter, when T_{soil} in the anaerobic peat layer is at its minimum, hence limiting biological activity (Figure 1A-E, Dunfield and others 1993; van Winden and others 2012).

As FCH₄ results from the balance between methanogenesis and methanotrophy, negative values are expected to occur when CH₄ oxidation surpasses its production. Hence, considering the acrotelm-catotelm model (Ingram 1978), relevant at the Forbonnet (Bertrand and others 2021; Lhosmot and others 2021), this suggests that the peat profile may, at the seasonal scale, be conceptualized as a two stacked biogeochemical reactor with reverse carbon dynamics due to contrasted redox conditions. First, the deep (catotelmic) anaerobic peat is expected to support CH₄ production in reduced conditions (Granberg and others 1997; Stepniewska and Goraj 2014). This is consistent with a CH₄ production highlighted at the Forbonnet by Lhosmot and others (2022) (under review) based on the observed δ¹³C enrichment of the dissolved inorganic carbon in the catotelmic compartment. Second, the superficial, that is, acrotelmic, peat layer is expected to support CH₄

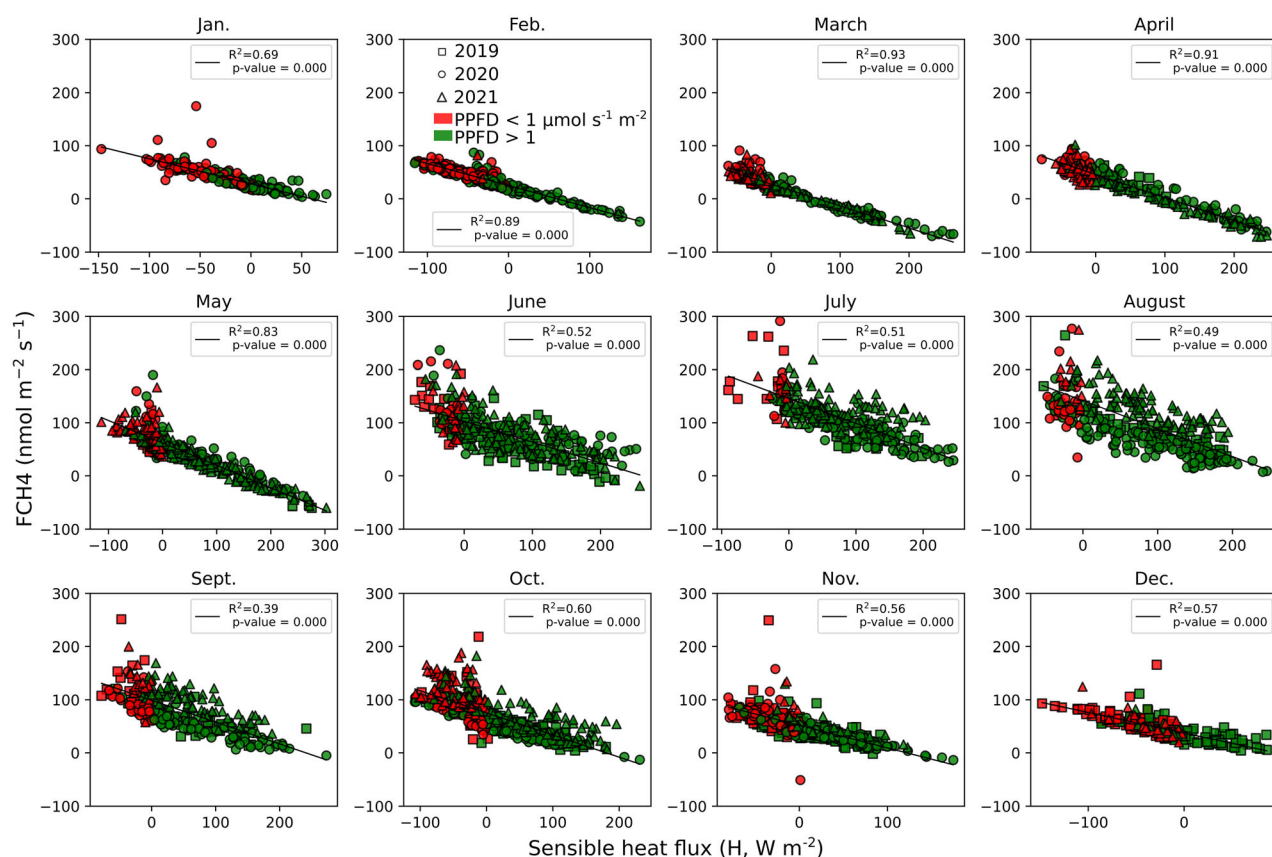


Figure 8. FCH₄ function of sensible heat flux (H) grouped by each month of the year (nmol m⁻² s⁻¹ and W m⁻² respectively). The data presented are half-hourly averages. The red color corresponds to conditions with PPFD below 1 μmol m⁻² s⁻¹. Reciprocally, the green color corresponds to conditions with PPFD higher than 1 μmol m⁻² s⁻¹. The black line is a linear regression including all points of the subplot.

oxidation due to a more variable waterlogging column favoring oxic conditions that shelter methanotrophs (Andersen and others 2013). This vertical delineation implies that the superficial methanotrophic peat reactor is stronger than the deep methanogenic reactor earlier in spring, due to progressive warming of the peat column from the surface (McKenzie and others 2007). Reversely, in autumn, the catotelm exhibits higher temperatures than the surface as the superficial peat progressively cools down and the deep peat CH₄ production is expected to exceed the superficial CH₄ oxidation (Figure 1A-E).

This two stacked biogeochemical reactor model agrees with the observed seasonal FCH₄ cycle (Figure 1E) and can be deepened by focusing on the dynamics of nocturnal and daily CH₄ separately (Figure 5 A, B, C). Hysteresis for FCH₄-day-min suggests that surface and aerobic control on FCH₄ occurred in addition to deep and anaerobic temperature (25 cm depth) seasonal variation. The impact of day-/nighttime surface temperature

variation on superficial processes is generally less clear than at the seasonal scale. Indeed, diurnal soil temperature and FCH₄ showed positive or negative correlations depending on the considered peatlands (Shannon and others 1996; Long and others 2009; Knox and others 2021). These contrasted observations suggest the combination of a range of processes at the diurnal scale that we propose to review under the light of the observed dynamics at the Forbonnet peatland.

First, the diurnal cycle of T_{soil} could play a role on methanotrophs as it is well established that temperature controls microbial activity (Andersen and others 2013). Lower temperature at night is expected to limit surface methanotrophy (Mikkilä and others 1995). However, the daily peak of surface T_{soil} occurred between three and five hours after the daily minimum FCH₄, suggesting that in addition to surface temperature other processes control daytime FCH₄ cycle. In contrast, as temperature at depth below 25 cm showed very limited diurnal variations (on average lower than 0.1 °C),

this may favor a constant CH₄ production at the diurnal scale. Therefore, at the diurnal cycle, catotelmic thermal stability and superficial thermal variations likely favor constant methanogenesis and variable methanotrophy.

Second, we observed a negative and significant linear regression between FCH₄ and H (Figure 8), the highest H values occurring during nighttime. Koebisch and others (2015) and Godwin and others (2013) reported that as far as the radiation heat maintains the water thermal stratification, this would favor CH₄ trapping below the surface. In contrast, at night, water releases sensible heat leading to convective mixing and associated CH₄ emissions. Therefore, the diurnal variation in the vertical thermal gradient can increase nighttime FCH₄ due to changing physical conditions controlling CH₄ transfer.

A Photosynthesis Control over FCH₄?

The diurnal FCH₄ variability also showed a positive relationship with NEE. Notably, we observed an outstanding co-occurrence of negative NEE and FCH₄ at daytime (Figure 6). This suggests that plant activity may significantly influence CH₄ balance. Plant influence was previously reported (Greenup and others 2000; Dooling and others 2018; Knox and others 2021). Nevertheless, a great range of peatland FCH₄ evaluation such as those reported by Long and others (2009), Knox and others (2021) or Rey-Sanchez and others (2019) rather highlights greater FCH₄ at daytime and interpreted this pattern as the effect of vascular plant aerenchymatous tissues favoring CH₄ transfer to the atmosphere. They also found that LE, a proxy of plant activity and of CH₄ transport through plant tissues (Knox and others 2021), is positively correlated with FCH₄.

Even though such a process is not detectable in our study as FCH₄ was lower during the day and negatively correlated with LE (Figure 7), it is not excluded that the presence of vascular plants participates to FCH₄ diurnal cycle. Vascular plant photosynthesis produces labile organic matter, for example, acetate, that is transferred through the root system and used as substrate for methanogenesis (Rovira 1969; Whiting and others 1991; Ström and others 2003; Leroy and others 2017; Waldo and others 2019; Mitra and others 2020). Various studies showed that these root exudates are transformed into CH₄ within 24 h (Ström and others 2003; Mitra and others 2020; Knox and others 2021). This is consistent with the diurnal FCH₄ observed in our study. However, this time lag

may be variable and dependent of plant species (Ström and others 2003). Although Knox and others (2021) showed a lag time from one to four hours between the peak of green primary production (GPP) and the peak of CH₄ emissions, King and Reeburgh (2002) and Ström and others (2003) showed that CH₄ emitted from root exudates began after two hours and may reach a peak between three and seven days.

In contrast with a possible positive role of photosynthesis on nighttime FCH₄, but presumably limited because of the low abundance of vascular plant, plant photosynthetic activity may limit daytime FCH₄ as oxygen (O₂) penetration depth within the peat column increases during daytime (King 1990; Nedwell and Watson 1995; Frenzel and Karofeld 2000). This photosynthetic O₂ may then be used by methanotrophs to oxidize CH₄. In peatlands where vascular plants are not dominant such as at the Forbonnet, various organisms are known to be purveyors of O₂ by photosynthesis, essentially mosses, phototrophs (for example, microalgae, cyanobacteria) and mixotrophic protists (for example, ciliates) (Hamard and others 2021). Therefore, extrinsic microbial photosynthetic activity could be an important source of O₂ in the superficial peat pore water and contribute to limit daytime FCH₄. This hypothesis is reinforced by Song and others (2016) who showed at the Forbonnet that the first centimeters of *Sphagnum* were mainly covered by mixotrophs, and that phototrophs accounted for 19% of the microbial biomass. More generally, Hamard and others (2021) estimated that approximately 10% of the peatland's net primary O₂ production is due to this extrinsic superficial microbial photosynthesis. In addition, CH₄ may be directly oxidized within *Sphagnum* hyaline cells, where endosymbiotic methanotrophs were found to be active in both submerged and aerated conditions, providing up to 20% of the carbon used by the host plant (Kostka and others 2016; Raghoebarsing and others 2005). Consistently, Parmentier and others (2011) found in a Siberian peatland that this intrinsic symbiosis may result in a decline of 50% of CH₄ emissions in a *Sphagnum*-dominated area compared to an area without *Sphagnum* based on chamber measurements operated during one summer. Similar results were recently found in mesocosm experiments showing the positive effect of photosynthesis on CH₄ oxidation by *Sphagnum* (Kox and others 2020). As a result, at the Forbonnet, it is therefore hypothesized that the photosynthesis has a twofold impact on FCH₄. Firstly, a limiting constraint on FCH₄ associated with *Sphagnum* and mixotroph

photosynthesis coupled to CH₄ oxidation and, secondly, a nighttime FCH₄ increase associated with root exudates production of substrates for methanogenesis.

At the seasonal scale, the relationship between FCH₄ and both NEE and LE was the strongest at the end of winter and spring (March to May, Figures 6 and 7), suggesting a stronger photosynthetic control at that period. Accordingly, Campbell and Rydin (2019) and Moore and others (2006) showed that *Sphagnum* mosses stay photosynthetically active in winter and that the increase in photosynthesis at spring is initiated by bryophytes, respectively. In the same perspective, Korrensalo and others (2017) reported that *Sphagnum* photosynthesis was the highest during spring in an ombrotrophic peatland located in southern Finland. In addition, from March to May the period is generally wetter than the following summer (Figure 1C). The photosynthesis-derived O₂ might then be the overriding factor controlling O₂ availability and therefore CH₄ oxidation. Consistent with a greater spring activity, summer and autumn months featured a weaker relationship between FCH₄ and both NEE and LE. During summer, hot, dry and high PPFD conditions can induce photoinhibition of plants and in particular of *Sphagnum* whose primary production responds negatively to a decrease in the volumetric water content and increase in soil temperature (Murray and others 1993; Bragazza 2008; Norby and others 2019). Considering these elements, it is expected that *Sphagnum* photosynthesis and associated role on CH₄ dynamic become more impacted by the increase in droughts and

heatwaves frequency and intensity related to climate change (IPCC 2022).

Toward a Conceptual Model of FCH₄ Dynamic

The discussion proposed in the previous sections allows delineating an updated conceptual model synthesizing the biotic and abiotic controls on FCH₄ in *Sphagnum*-dominated peatlands (Figure 9). First, it is shown in “WTD Influence on FCH₄” section that interannual variation in WTD is negatively correlated with FCH₄ and controls the sizes of the aerobic and anaerobic peat layers. Second, at the seasonal scale (Temperature Influence on Microbiological and Physical Controls on FCH₄ section), the mean nocturnal FCH₄ variability is tightly linked to the anaerobic soil temperature (25 cm depth), suggesting a seasonal control over CH₄ production (Figure 5A). However, due to the thermic inertia of peat, the fastest increase in peat temperature in the aerobic layer at the end of the winter stimulates methanotrophic activity at the expense of methanogenic activity. This allows to explain the high density of negative FCH₄ from March to May. Then, in addition to the above-mentioned abiotic controls, the links of photosynthesis indicators (PPFD, LE, NEE) with diurnal and seasonal FCH₄, and especially its limitation (A Photosynthesis Control Over FCH₄ section), suggest that, photosynthesis associated with *Sphagnum* and microbiological activity might be conceptualized as a third compartment partially driving FCH₄ through its own dynamic.

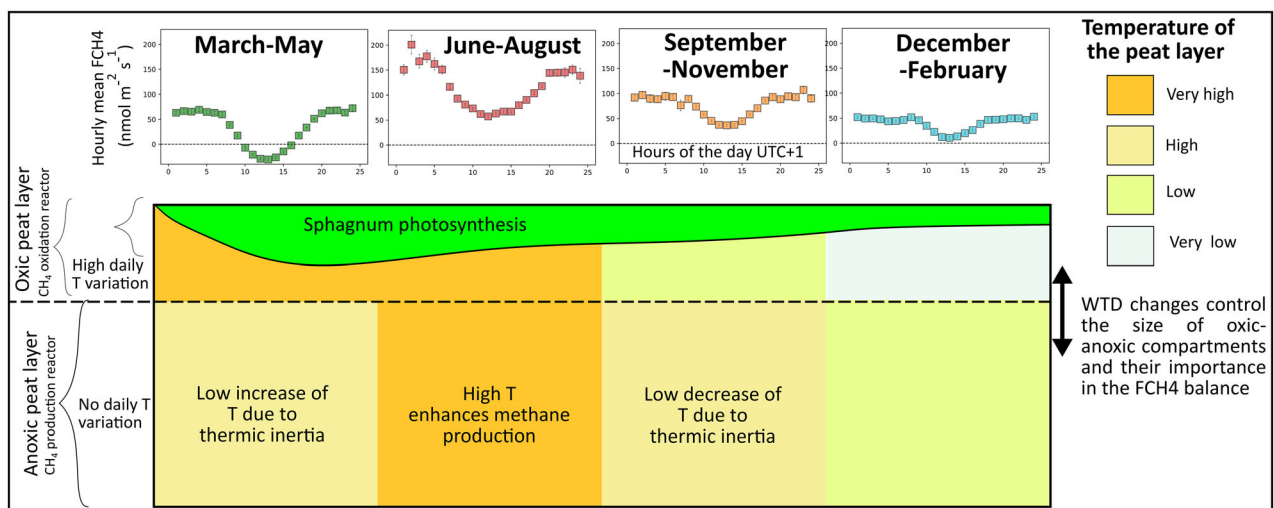


Figure 9. Conceptual model showing CH₄ dynamic according to biotic and abiotic seasonal and diurnal variations.

CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

This work investigated temporal variabilities of FCH₄ between a temperate and mid- altitude transitional mire and the atmosphere through eddy covariance measurements during two and half consecutive years. The site was an annual source of CH₄ whose emissions were controlled by a range of parameters, respectively, acting predominantly at contrasted time scales. In particular, our work highlights an outstanding role of photosynthesis activating daytime methanotrophy that clearly contrasts with sites where aerenchymatous plants dominated and where greater daytime FCH₄ are common.

In addition, the majority of diurnal FCH₄ found in literature were measured only in summer months or during the growing season. Here we measured the diurnal FCH₄ including the dormant stage of vegetation and evidenced complex seasonal variations. Thus, the proposed conceptual model is (Figure 9), to our knowledge, the first one to introduce a multi-temporal frame for the FCH₄ dynamics at the ecosystem scale in a temperate *Sphagnum*-dominated transitional poor fen.

In this framework and in order to better understand the CH₄ balance variability of peatlands, this model especially highlights the further need to (1) study both daytime and nighttime FCH₄ to improve CH₄ annual budget estimations and CH₄ peatland modeling at global scale (as suggested by Dooling and others 2018) and (2) to investigate and quantify the possible concurrent controls of microbiological and thermal stability over CH₄ emissions. In addition to the abiotic and biotic controls delineated in this study, such investigations could provide further drivers to constrain the future trajectories of *Sphagnum*-dominated peatlands under increasing climate changes.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors warmly thank the managers of the Regional Natural Reserve of Frasne-Bouverans for allowing access to the site, in particular Geneviève Magnon. This study is part of the CRITICAL PEAT project funded by the Bourgogne Franche-Comté Region (Accueil de Nouvelle Equipe de Recherche Agreement n°2019-Y09069), the SNO Tourbières (<https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>) and the French Network of Critical Zone Observatories (OZCAR) Network (<https://www.ozcar-ri.org/fr/ozcar-observatoires-de-la-zone-critique-applicationse-t-recherche/>) as well as the THERMOPEAT project funded by OSU THETA. The SNO Tourbières

observing system was set up thanks to an incentive funding of the French Ministry of Research that allowed pooling together various pre-existing small-scale observation set-ups. The continuity of the field monitoring was made possible by continuous CNRS-INSU funding since 2008. A. Lhosmot benefits from a Ph.D. fellowship of the French Ministry of Research. Finally, the authors warmly thank the subject-matter editor as well as the two anonymous reviewers that provided detailed remarks and suggestions allowing a significant improvement in the manuscript.

DATA AVAILABILITY

Soil-meteorological and piezometers data are available on Zenodo repository (<https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>; <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763766>) and also on the French National Peatland Observatory Service (SNO Tourbières, <https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>). Detailed data are available upon request.

Declarations

Conflict of interest The authors declare that they have no conflict of interest.

REFERENCES

- Abdalla M, Hastings A, Truu J, Espenberg M, Mander Ü, Smith P. 2016. Emissions of methane from northern peatlands: a review of management impacts and implications for future management options. *Ecol Evol* 6:7080–7102.
- Andersen R, Chapman SJ, Artz RRE. 2013. Microbial communities in natural and disturbed peatlands: A review. *Soil Biology and Biochemistry* 57:979–994.
- Anderson SP, Blum J, Brantley SL, Chadwick O, Chorover J, Derry LA, Drever JI, Hering JG, Kirchner JW, Kump LR, Richter D, White AE. 2004. Proposed initiative would study Earth's weathering engine. *Eos Trans AGU* 85:265.
- Bailly G. 2017. Suivi floristique de la tourbière vivante de Frasne. Troisième passage, année 2017. Conservatoire botanique national de Franche-Comté – Observatoire régional des Invertébrés
- Bertrand G, Ponçot A, Pohl B, Lhosmot A, Steinmann M, Johannet A, Pinel S, Caldirak H, Artigue G, Binet P, Bertrand C, Collin L, Magnon G, Gilbert D, Laggoun-Deffarge F, Toussein M-L. 2021. Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasne peatland (Jura Mountains, France). *Science of the Total Environment* 754:141931.
- Bragazza L. 2008. A climatic threshold triggers the die-off of peat mosses during an extreme heat wave. *Global Change Biology* 14:2688–2695.
- Briones MJJ, Juan-Ovejero R, McNamara NP, Ostle NJ. 2022. Microbial “hotspots” of organic matter decomposition in

- temperate peatlands are driven by local spatial heterogeneity in abiotic conditions and not by vegetation structure. *Soil Biology and Biochemistry* 165:108501.
- Buttler A, Robroek BJM, Laggoun-Défarge F, Jassey VEJ, Pochelon C, Bernard G, Delarue F, Gogo S, Mariotte P, Mitchell EAD, Bragazza L. 2015. Experimental warming interacts with soil moisture to discriminate plant responses in an ombrotrophic peatland. Morgan J, editor. *J Veg Sci* 26:964–974.
- Campbell C, Rydin H. 2019. The effects of winter stress on Sphagnum species with contrasting macro- and microdistributions. *Journal of Bryology* 41:205–217.
- Chanton JP, Dacey JWH. 1991. Effects of Vegetation on Methane Flux, Reservoirs, and Carbon Isotopic Composition. In: *Trace Gas Emissions by Plants*. Elsevier. pp 65–92. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B978012639010050008X>. Last accessed 05/06/2022
- Christensen TR, Ekberg A, Ström L, Mastepanov M, Panikov N, Öquist M, Svensson BH, Nykänen H, Martikainen PJ, Oskarsson H. 2003. Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands. *Geophys Res Lett* 30. <http://doi.wiley.com/https://doi.org/10.1029/2002GL016848>. Last accessed 15/01/2022
- Delarue F, Laggoun-Défarge F, Buttler A, Gogo S, Jassey VEJ, Disnar J-R. 2011. Effects of short-term ecosystem experimental warming on water-extractable organic matter in an ombrotrophic Sphagnum peatland (Le Forbonnet, France). *Organic Geochemistry* 42:1016–1024.
- Denmead OT. 2008. Approaches to measuring fluxes of methane and nitrous oxide between landscapes and the atmosphere. *Plant Soil* 309:5–24.
- Dooling GP, Chapman PJ, Baird AJ, Shepherd MJ, Kohler T. 2018. Daytime-only measurements underestimate CH₄ emissions from a restored bog. *Écoscience* 25:259–270.
- Dunfield P, Knowles R, Dumont R, Moore T. 1993. Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry* 25:321–326.
- Fratini G, Ibrom A, Arriga N, Burba G, Papale D. 2012. Relative humidity effects on water vapour fluxes measured with closed-path eddy-covariance systems with short sampling lines. *Agricultural and Forest Meteorology* 165:53–63.
- Frenzel P, Karofeld E. 2000. CH₄ Emission from a Hollow-Ridge Complex in a Raised Bog: The Role of CH₄ Production and Oxidation. *Biogeochemistry* 51:91–112.
- Gaillardet J, Braud I, Hankard F, Anquetin S, Bour O, Dorfliger N, de Dreuzy JR, Galle S, Galy C, Gogo S, Gourcy L, Habets F, Laggoun F, Longuevergne L, Le Borgne T, Naaim-Bouvet F, Nord G, Simonneaux V, Six D, Tallec T, Valentin C, Abril G, Allemand P, Arènes A, Arfib B, Arnaud L, Arnaud N, Arnaud P, Audry S, Comte VB, Batiot C, Battais A, Bellot H, Bernard E, Bertrand C, Bessière H, Binet S, Bodin J, Bodin X, Boithias L, Bouchez J, Boudevillain B, Moussa IB, Branger F, Braun JJ, Brunet P, Caceres B, Calmels D, Cappelaere B, Celle-Jeanton H, Chabaux F, Chalikhakis K, Champollion C, Copard Y, Cotel C, Davy P, Deline P, Delrieu G, Demarty J, Dessert C, Dumont M, Emblanch C, Ezzahar J, Estèves M, Favier V, Faucheux M, Filizola N, Flammarion P, Flourey P, Fovet O, Fournier M, Francez AJ, Gandois L, Gascuel C, Gayer E, Genthon C, Gérard MF, Gilbert D, Gouttevin I, Grippa M, Gruau G, Jardani A, Jeanneau L, Join JL, Jourde H, Karbou F, Labat D, Lagadeuc Y, Lajeunesse E, Lastennet R, Lavado W, Lawin E, Lebel T, Le Bouteiller C, Legout C, Lejeune Y, Le Meur E, Le Moigne N, et al. 2018. OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. *Vadose Zone Journal* 17:0.
- Godwin CM, McNamara PJ, Markfort CD. 2013. Evening methane emission pulses from a boreal wetland correspond to convective mixing in hollows. *J Geophys Res Biogeosci* 118:994–1005.
- Gogo S, Parioisien J, Laggoun-Défarge F, Antoine J, Bernard-Jannin L, Bertrand G, Binet P, Binet S, Bouger G, Brossard Y, Camboulive T, Caudal J, Chevrier S, Chiapiuso G, D'Angelo B, Durantez P, Flechard C, Francez A, Galop D, Gandois L, Gilbert D, Guimbaud C, Hinault L, Jacotot A, Le Moing F, Lerigoleur E, Le Roux G, Leroy F, Lhosmot A, Li Q, Machado da Silva E, Moquet J, Mora-Gomez J, Perdereau L, Rosset T, Toussaint M. 2021. The information system of the French Peatland Observation Service: Service National d'Observation Tourbières – a valuable tool to assess the impact of global changes on the hydrology and biogeochemistry of temperate peatlands through long term monitoring. *Hydrological Processes: hyp*. 14244.
- Gorham E. 1991. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecological Applications* 1:182–195.
- Granberg G, Mikkilä C, Sundh I, Svensson BH, Nilsson M. 1997. Sources of spatial variation in methane emission from mires in northern Sweden: A mechanistic approach in statistical modeling. *Global Biogeochem Cycles* 11:135–150.
- Greenup AL, Bradford MA, McNamara NP, Ineson P, Lee JA. 2000. The role of Eriophorum vaginatum in CH₄ flux from an ombrotrophic peatland. *Plant and Soil*. 265–72.
- Hamard S, Céréghino R, Barret M, Sytiuk A, Lara E, Dorrepaal E, Kardol P, Küttim M, Lamentowicz M, Leflaive J, Le Roux G, Tuittila E, Jassey VEJ. 2021. Contribution of microbial photosynthesis to peatland carbon uptake along a latitudinal gradient. *J Ecol* 109:3424–3441.
- Ingram HAP. 1978. SOIL LAYERS IN MIRES: FUNCTION AND TERMINOLOGY. *J Soil Sci* 29:224–227.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press
- IPCC. 2022. *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [H-O Pörtner, DC Roberts, M Tignor, ES Poloczanska, K Mintenbeck, A Alegría, M Craig, S Langsdorf, S Löschke, V Möller, A Okem, B Rama (eds)].
- Jacotot A, Bertrand, Guillaume, Toussaint, Marie-Laure, Lhosmot, Alexandre, Gilbert, Daniel, Binet, Philippe, Gogo, Sébastien, Laggoun-Défarge, Fatima. 2022. Carbon and energy Eddy-covariance fluxes dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://zenodo.org/record/6025782>. Last accessed 10/02/2022
- Jones E, Oliphant T, Peterson P, and others. 2001. SciPy: Open Source Scientific Tools for Python. <http://www.scipy.org>
- Kim Y, Johnson MS, Knox SH, Black TA, Dalmagro HJ, Kang M, Kim J, Baldocchi D. 2020. Gap-filling approaches for eddy covariance methane fluxes: A comparison of three machine learning algorithms and a traditional method with principal component analysis. *Global Change Biology* 26:1499–1518.
- King GM. 1990. Regulation by light of methane emissions from a wetland. *Nature* 345:513–515.

A Lhosmot and others

- King J, Reeburgh WS. 2002. A pulse-labeling experiment to determine the contribution of recent plant photosynthates to net methane emission in arctic wet sedge tundra. *Soil Biology and Biochemistry* 34:173–180.
- Kljun N, Calanca P, Rotach MW, Schmid HP. 2015. A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geoscientific Model Development* 8:3695–3713.
- Knox SH, Jackson RB, Poulter B, McNicol G, Fluet-Chouinard E, Zhang Z, Hugelius G, Bousquet P, Canadell JG, Saunio M, Papale D, Chu H, Keenan TF, Baldocchi D, Torn MS, Mammarella I, Trotta C, Aurela M, Bohrer G, Campbell DI, Cescatti A, Chamberlain S, Chen J, Chen W, Dengel S, Desai AR, Euskirchen E, Friberg T, Gasbarra D, Goded I, Goeckede M, Heimann M, Helbig M, Hirano T, Hollinger DY, Iwata H, Kang M, Klatt J, Krauss KW, Kutzbach L, Lohila A, Mitra B, Morin TH, Nilsson MB, Niu S, Noormets A, Oechel WC, Peichl M, Peltola O, Reba ML, Richardson AD, Runkle BRK, Ryu Y, Sachs T, Schäfer KVR, Schmid HP, Shurpali N, Sonnentag O, Tang ACI, Ueyama M, Vargas R, Vesala T, Ward EJ, Windham-Myers L, Wohlfahrt G, Zona D. 2019. FLUXNET-CH₄ Synthesis Activity: Objectives, Observations, and Future Directions. *Bull Amer Meteor Soc* 100:2607–2632.
- Knox SH, Bansal S, McNicol G, Schafer K, Sturtevant C, Ueyama M, Valach AC, Baldocchi D, Delwiche K, Desai AR, Euskirchen E, Liu J, Lohila A, Malhotra A, Melling L, Riley W, Runkle BRK, Turner J, Vargas R, Zhu Q, Alto T, Fluet-Chouinard E, Goeckede M, Melton JR, Sonnentag O, Vesala T, Ward E, Zhang Z, Feron S, Ouyang Z, Alekseychik P, Aurela M, Bohrer G, Campbell DI, Chen J, Chu H, Dalmagro HJ, Goodrich JP, Gottschalk P, Hirano T, Iwata H, Jurasinski G, Kang M, Koepsch F, Mammarella I, Nilsson MB, Ono K, Peichl M, Peltola O, Ryu Y, Sachs T, Sakabe A, Sparks JP, Tuittila E, Vourlitis GL, Wong GX, Windham-Myers L, Poulter B, Jackson RB. 2021. Identifying dominant environmental predictors of freshwater wetland methane fluxes across diurnal to seasonal time scales. *Glob Change Biol* 27:3582–3604.
- Koepsch F, Jurasinski G, Koch M, Hofmann J, Glatzel S. 2015. Controls for multi-scale temporal variation in ecosystem methane exchange during the growing season of a permanently inundated fen. *Agricultural and Forest Meteorology* 204:94–105.
- Korrensalo A, Alekseychik P, Hájek T, Rinne J, Vesala T, Mehtätalo L, Mammarella I, Tuittila E-S. 2017. Species-specific temporal variation in photosynthesis as a moderator of peatland carbon sequestration. *Biogeosciences* 14:257–269.
- Kostka JE, Weston DJ, Glass JB, Lilleskov EA, Shaw AJ, Turetsky MR. 2016. The Sphagnum microbiome: new insights from an ancient plant lineage. *New Phytol* 211:57–64.
- Kox MAR, van den Elzen E, Lamers LPM, Jetten MSM, van Kessel MAHJ. 2020. Microbial nitrogen fixation and methane oxidation are strongly enhanced by light in Sphagnum mosses. *AMB Expr* 10:61.
- Lai DYF. 2009. Methane Dynamics in Northern Peatlands: A Review. *Pedosphere* 19:409–421.
- Leroy F, Gogo S, Guimbaud C, Bernard-Jannin L, Hu Z, Laggoun-Défarge F. 2017. Vegetation composition controls temperature sensitivity of CO₂ and CH₄ emissions and DOC concentration in peatlands. *Soil Biology and Biochemistry* 107:164–167.
- Lhosmot A, Steinmann M, Binet P, Gandois L, Moquet J-S, Stefani V, Toussaint M-L, Boetsch A, Loup C, Essert V, Bertrand G. in review. Origin and fate of dissolved inorganic carbon in a karst groundwater fed peatland using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. *Chemical Geology*.
- Lhosmot A, Collin L, Magnon G, Steinmann M, Bertrand C, Stefani V, Toussaint M, Bertrand G. 2021. Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasne peatland, Jura Mountains, France. *Ecohydrology* 14. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/https://doi.org/10.1002/eco.2315>. Last accessed 04/06/2021
- Li Q, Gogo S, Leroy F, Guimbaud C, Laggoun-Défarge F. 2021. Response of Peatland CO₂ and CH₄ Fluxes to Experimental Warming and the Carbon Balance. *Front Earth Sci* 9:631368.
- Loisel J, Gallego-Sala AV, Amesbury MJ, Magnan G, Anshari G, Beilman DW, Benavides JC, Blewett J, Camill P, Charman DJ, Chawchai S, Hedgpeth A, Kleinen T, Korhola A, Large D, Mansilla CA, Müller J, van Bellen S, West JB, Yu Z, Bubier JL, Garneau M, Moore T, Sannel ABK, Page S, Väiliranta M, Bechtold M, Brovkin V, Cole LES, Chanton JP, Christensen TR, Davies MA, De Vleeschouwer F, Finkelstein SA, Frolking S, Gałka M, Gandois L, Girkin N, Harris LI, Heinemeyer A, Hoyt AM, Jones MC, Joos F, Juutinen S, Kaiser K, Lacourse T, Lamentowicz M, Larmola T, Leifeld J, Lohila A, Milner AM, Minkkinen K, Moss P, Naafs BDA, Nichols J, O'Donnell J, Payne R, Philben M, Piilo S, Quillet A, Ratnayake AS, Roland TP, Sjögersten S, Sonnentag O, Swindles GT, Swinnen W, Talbot J, Treat C, Valach AC, Wu J. 2021. Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink. *Nat Clim Chang* 11:70–77.
- Long KD, Flanagan LB, Cai T. 2009. Diurnal and seasonal variation in methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance. *Global Change Biology* 16:2420–2435.
- Mauder M, Cuntz M, Drüe C, Graf A, Rebmann C, Schmid HP, Schmidt M, Steinbrecher R. 2013. A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 169:122–135.
- Mauder M, Foken T. 2011. Documentation and Instruction Manual of the Eddy-Covariance Software Package TK3 (Project report, research report, survey).
- McKenzie JM, Siegel DI, Rosenberry DO, Glaser PH, Voss CI. 2007. Heat transport in the Red Lake Bog, Glacial Lake Agassiz Peatlands. *Hydrol Process* 21:369–378.
- Mikkilä C, Sundh I, Svensson BH, Nilsson M. 1995. Diurnal Variation in Methane Emission in Relation to the Water Table, Soil Temperature, Climate and Vegetation Cover in a Swedish Acid Mire. *Biogeochemistry* 28:93–114.
- Mitra B, Minick K, Miao G, Domec J-C, Prajapati P, McNulty SG, Sun G, King JS, Noormets A. 2020. Spectral evidence for substrate availability rather than environmental control of methane emissions from a coastal forested wetland. *Agricultural and Forest Meteorology* 291:108062.
- Moore TR, Lafleur PM, Poon DMI, Heumann BW, Seaquist JW, Roulet NT. 2006. Spring photosynthesis in a cool temperate bog. *Global Change Biology* 12:2323–2335.
- Morin TH. 2019. Advances in the Eddy Covariance Approach to CH₄ Monitoring Over Two and a Half Decades. *J Geophys Res Biogeosci* 124:453–460.
- Murray KJ, Tenhunen JD, Nowak RS. 1993. Photoinhibition as a control on photosynthesis and production of Sphagnum mosses. *Oecologia* 96:200–207.
- Nadeau DF, Rousseau AN, Coursolle C, Margolis HA, Parlange MB. 2013. Summer methane fluxes from a boreal bog in

- northern Quebec, Canada, using eddy covariance measurements. *Atmospheric Environment* 41:464–474.
- Nedwell DB, Watson A. 1995. CH₄ production, oxidation and emission in a U.K. ombrotrophic peat bog: Influence of SO₂— from acid rain. *Soil Biology and Biochemistry* 27:893–903.
- Norby RJ, Childs J, Hanson PJ, Warren JM. 2019. Rapid loss of an ecosystem engineer: Sphagnum decline in an experimentally warmed bog. *Ecol Evol* 9:12571–12585.
- Papale D, Reichstein M, Aubinet M, Canfora E, Bernhofer C, Kutsch W, Longdoz B, Rambal S, Valentini R, Vesala T, Yakir D. 2006. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences* 3:571–583.
- Parmentier FJW, van Huissteden J, Kip N, Op den Camp HJM, Jetten MSM, Maximov TC, Dolman AJ. 2011. The role of endophytic methane-oxidizing bacteria in submerged Sphagnum in determining methane emissions of Northeastern Siberian tundra. *Biogeosciences* 8:1267–1278.
- Raghoebarsing AA, Smolders AJP, Schmid MC, Rijpstra WIC, Wolters-Arts M, Derksen J, Jetten MSM, Schouten S, Sissingh Damsté JS, Lamers LPM, Roelofs JGM, Op den Camp HJM, Strous M. 2005. Methanotrophic symbionts provide carbon for photosynthesis in peat bogs. *Nature* 436:1153–1156.
- Rey-Sanchez C, Bohrer G, Slater J, Li Y-F, Grau-Andrés R, Hao Y, Rich VI, Davies GM. 2019. The ratio of methanogens to methanotrophs and water-level dynamics drive methane transfer velocity in a temperate kettle-hole peat bog. *Biogeosciences* 16:3207–3231.
- Riutta T, Korrensalo A, Laine AM, Laine J, Tuittila E-S. 2020. Interacting effects of vegetation components and water level on methane dynamics in a boreal fen. *Biogeosciences* 17:727–740.
- Rosset T, Gandois L, Le Roux G, Teisserenc R, Durantez Jimenez P, Camboulive T, Binet S. 2019. Peatland Contribution to Stream Organic Carbon Exports From a Montane Watershed. *J Geophys Res Biogeosci* 124:3448–3464.
- Rovira AD. 1969. Plant Root Exudates. *Botanical Review* 35:35–57.
- Rubel F, Brugger K, Haslinger K, Auer I. 2017. The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100. *metz* 26:115–25.
- Salmon E, Jégou F, Guenet B, Jourdain L, Qiu C, Bastrikov V, Guimbaud C, Zhu D, Ciais P, Peylin P, Gogo S, Laggoun-Défarge F, Aurela M, Bret-Harte MS, Chen J, Chojnicki BH, Chu H, Edgar CW, Euskirchen ES, Flanagan LB, Fortuniak K, Holl D, Klatt J, Kolle O, Kowalska N, Kutzbach L, Lohila A, Merbold L, Pawlak W, Sachs T, Ziemlińska K. 2021. Assessing methane emissions for northern peatlands in ORCHIDEE-PEAT revision 7020. *Biogeosciences* [online] <https://gmd.copernicus.org/preprints/gmd-2021-280/>. Last accessed 06/01/2022
- Saunois M, Stavert AR, Poulter B, Bousquet P, Canadell JG, Jackson RB, Raymond PA, Dlugokencky EJ, Houweling S, Patra PK, Ciais P, Arora VK, Bastviken D, Bergamaschi P, Blake DR, Brailsford G, Bruhwiler L, Carlson KM, Carrol M, Castaldi S, Chandra N, Crevoisier C, Crill PM, Covey K, Curry CL, Etiope G, Frankenberg C, Gedney N, Hegglin MI, Höglund-Isaksson L, Hugelius G, Ishizawa M, Ito A, Janssens-Maenhout G, Jensen KM, Joos F, Kleinen T, Krummel PB, Langenfelds RL, Laruelle GG, Liu L, Machida T, Maksyutov S, McDonald KC, McNorton J, Miller PA, Melton JR, Morino I, Müller J, Murguía-Flores F, Naik V, Niwa Y, Noce S, O'Doherty S, Parker RJ, Peng C, Peng S, Peters GP, Prigent C, Prinn R, Ramonet M, Regnier P, Riley WJ, Rosentretter JA, Segers A, Simpson IJ, Shi H, Smith SJ, Steele LP, Thornton BF, Tian H, Tohjima Y, Tubiello FN, Tsuruta A, Viovy N, Voulgarakis A, Weber TS, van Weele M, van der Werf GR, Weiss RF, Worthy D, Wunch D, Yin Y, Yoshida Y, Zhang W, Zhang Z, Zhao Y, Zheng B, Zhu Q, Zhu Q, Zhuang Q. 2020. The Global Methane Budget 2000–2017. *Earth Syst Sci Data* 12:1561–1623.
- Sebacher DI, Harriss RC, Bartlett KB. 1985. Methane Emissions to the Atmosphere Through Aquatic Plants. *J Environ Qual* 14:40–46.
- Shannon RD, White JR, Lawson JE, Gilmour BS. 1996. Methane Efflux from Emergent Vegetation in Peatlands. *The Journal of Ecology* 84:239.
- Shi Y, Wang Z, He C, Zhang X, Sheng L, Ren X. 2017. Using ¹³C isotopes to explore denitrification-dependent anaerobic methane oxidation in a paddy-peatland. *Sci Rep* 7:40848.
- Smemo KA, Yavitt JB. 2011. Anaerobic oxidation of methane: an underappreciated aspect of methane cycling in peatland ecosystems? *Biogeosciences* 8:779–793.
- Song L, Gilbert D, Wu D. 2016. Vertical micro-distribution of microbial communities living in Sphagnum fallax. *Aquat Microb Ecol* 77:1–10.
- Stepniewska Z, Goraj W. 2014. Transformation of methane in peatland environments. *Forest Research Papers* 75:101–110.
- Ström L, Ekberg A, Mastepanov M, Røjle Christensen T. 2003. The effect of vascular plants on carbon turnover and methane emissions from a tundra wetland. *Global Change Biology* 9:1185–1192.
- Sundh I, Mikkilä C, Nilsson M, Svensson BH. 1995. Potential aerobic methane oxidation in a Sphagnum-dominated peatland—Controlling factors and relation to methane emission. *Soil Biology and Biochemistry* 27:829–837.
- Turetsky MR, Treat CC, Waldrop MP, Waddington JM, Harden JW, McGuire AD. 2008. Short-term response of methane fluxes and methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan peatland. *J Geophys Res* 113:1–15.
- Turetsky MR, Kotowska A, Bubier J, Dise NB, Crill P, Hornbrook ERC, Minkinen K, Moore TR, Myers-Smith IH, Nykänen H, Olefeldt D, Rinne J, Saarnio S, Shurpali N, Tuittila E-S, Waddington JM, White JR, Wickland KP, Wilkening M. 2014. A synthesis of methane emissions from 71 northern, temperate, and subtropical wetlands. *Glob Change Biol* 20:2183–2197.
- Ueyama M, Yazaki T, Hirano T, Futakuchi Y, Okamura M. 2020. Environmental controls on methane fluxes in a cool temperate bog. *Agricultural and Forest Meteorology* 281:107852.
- Vitale D, Fratini G, Bilancia M, Nicolini G, Sabbatini S, Papale D. 2020. A robust data cleaning procedure for eddy covariance flux measurements. *Biogeosciences* 17:1367–1391.
- Vitale D, Papale D, ICOS-ETC Team. 2021. An R Package for Processing and Cleaning Eddy Covariance Flux Measurements. Viterbo, Italy: ICOS-ETC <https://github.com/icos-etc/RFlux>
- van Winden JF, Reichart G-J, McNamara NP, Benthien A, Damsté JSSinninghe. 2012. Temperature-Induced Increase in Methane Release from Peat Bogs: A Mesocosm Experiment. Treseder K, editor. *PLoS ONE* 7:e39614.

A Lhosmot and others

- Waddington JM, Roulet NT, Swanson RV. 1996. Water table control of CH₄ emission enhancement by vascular plants in boreal peatlands. *J Geophys Res* 101:22775–22785.
- Waldo NB, Hunt BK, Fadely EC, Moran JJ, Neumann RB. 2019. Plant root exudates increase methane emissions through direct and indirect pathways. *Biogeochemistry* 145:213–234.
- Whiting GJ, Chanton JP, Bartlett DS, Happell JD. 1991. Relationships between CH₄ emission, biomass, and CO₂ exchange in a subtropical grassland. *J Geophys Res* 96:13067.
- Wilczak JM, Oncley SP, Stage SA. 2001. Sonic Anemometer Tilt Correction Algorithms. *Boundary-Layer Meteorology* 99:127–150.
- Windsor J, Moore TR, Roulet NT. 1992. Episodic fluxes of methane from subarctic fens. *Can J Soil Sci* 72:441–452.
- Wutzler T, Lucas-Moffat A, Migliavacca M, Knauer J, Sickel K, Šigut L, Menzer O, Reichstein M. 2018. Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc. *Biogeosciences* 15:5015–5030.
- Xu J, Morris PJ, Liu J, Holden J. 2018. PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *CATENA* 160:134–140.
- Yavitt JB, Lang GE, Sexstone AJ. 1990. Methane fluxes in wetland and forest soils, beaver ponds, and low-order streams of a temperate forest ecosystem. *J Geophys Res* 95:22463.
- Zhang H, Tuittila E, Korrensalo A, Laine AM, Uljas S, Welti N, Kerttula J, Maljanen M, Elliott D, Vesala T, Lohila A. 2021. Methane production and oxidation potentials along a fen-bog gradient from southern boreal to subarctic peatlands in Finland. *Glob Change Biol* 27:4449–4464.
- Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.

PARTIE IV

Contraintes temporelles
et spatiales sur les
échanges verticaux de
GES entre la tourbière et
l'atmosphère

1 Flux de GES carbonés et effets d'échelle : contexte, objectifs et gradients

1.1 Contexte scientifique/technique du suivi des échanges tourbière-atmosphère

Dans la partie précédente, une analyse de l'origine et de la spéciation du carbone inorganique dans l'eau transitant depuis le bassin versant jusque dans la tourbière active a été proposée. Il a été montré que les interactions BV hydrogéologique-écosystème, compte tenu du caractère majoritairement réducteur en profondeur et oxydant en surface de la tourbière, contraignent la mise en œuvre de la méthanogenèse (Lhosmot et al., 2023) puis les échanges en surface (Lhosmot et al., 2022b).

A une échelle spatiale plus fine, la surface de la tourbière est en réalité caractérisée par une hétérogénéité à la fois hydrologique (profondeur de la nappe variable) et écologique (microtopographie et végétation associée ; chapitre 3, section 4). Les effets des « microsites » peuvent avoir un impact considérable sur la gamme des processus biogéochimiques liés au cycle du carbone, ainsi que sur leur ampleur (Jassey et al., 2011a, 2011b; Juszczak et al., 2013; Riutta et al., 2020). C'est entre autres pour illustrer ces effets locaux que la plateforme scientifique du SNO tourbières a été mise en place (chapitre 3, section 4). L'évaluation conjointe des conditions écohydrologiques et des flux de gaz à effet de serre (GES) à l'échelle des microsites offre ainsi une opportunité de compréhension fine des contraintes sur les interactions tourbière-atmosphère. La variété des situations rencontrées selon différents gradients écohydrologiques (WET-DRY, OTC (Open Top Chamber) / non OTC (Control), contrastes hydrologiques entre les années sèches et humides) peut permettre de discuter les trajectoires envisageables en terme d'échanges de carbone dans un contexte de changements globaux et/ou d'impacts directs (drainage, restauration) (Jassey et al., 2011a; Li et al., 2021a; Liu et al., 2022).

C'est dans cet objectif que cette partie propose d'étudier l'importance de différentes contraintes spatiales et temporelles sur les flux de GES (CO_2 et CH_4) entre la tourbière active du Forbonnet et l'atmosphère. Afin d'étayer le rôle des contraintes évoquées ci-dessus, ce chapitre s'appuie sur l'analyse de flux de GES acquis avec deux méthodes de mesures, la mesure par eddy-covariance (CH_4 et Echange net de CO_2 -NEE- ; échelle représentative du site) et la mesure par chambre d'accumulation (CH_4 , NEE, Respiration de l'écosystème -Reco- et production primaire brute -GPP- ; échelle des microsites selon les gradients écohydrologiques observés sur la plateforme scientifique du SNO Tourbières). Le principe de ces deux méthodes ainsi que l'acquisition des mesures sont décrites dans la chapitre 3 (section 4).

La méthode eddy-covariance (EC) est une méthode d'acquisition haute fréquence des flux (20 Hz) permettant d'aborder qualitativement les contraintes temporelles sur les flux de GES en intégrant dans un même ensemble les irrégularités spatiales (mesure à l'échelle de l'écosystème). Au Forbonnet, la zone d'empreinte de la mesure EC est principalement représentative de conditions similaires à la zone WET décrite au bout de la plateforme scientifique, *e.g.* couverture de la végétation dominée par les sphaignes (Figure 72; Bailly, 2017). Ainsi, la profondeur de l'eau (WTD) mesurée dans la zone WET a été utilisée pour contraindre les flux mesurés par l'EC. Les mesures par chambre, réalisées de Février 2020 à Septembre 2021, sont d'une résolution temporelle mensuelle, et permettent ici (1) d'évaluer et de confronter la variabilité temporelle de ces mesures à la méthode EC et (2) d'étudier l'effet des gradients écohydrologiques sur la dynamique des flux.

Les flux sont exprimés avec un signe négatif lorsqu'ils se produisent depuis l'atmosphère vers la tourbière et positif dans le cas contraire. Pour chaque valeur de flux mesurée par chambre, l'heure des mesures a été arrondie à la demi-heure la plus proche pour pouvoir lui associer les variables environnementales mesurées en continu au niveau de la plateforme scientifique (température du sol, température de l'air dans la placette, WTD, PPFD).

Les comparaisons statistiques entre deux groupes d'échantillons indépendants ont été réalisées avec les tests de Student (si variances non significativement différentes et distribution normale des échantillons), de Welch (si variances significativement différentes et distribution normale des échantillons), et de Wilcoxon Mann-Whitney (si l'hypothèse de normalité des échantillons n'est pas vérifiable).

1.2 Gradients écohydrologiques

Les flux de GES peuvent être influencés par la variabilité spatiale de différentes conditions. Comme cela a été décrit par Delarue (2011) et Jassey (2011), le type de végétation, de communautés de micro-organismes et la microtopographie constituent un premier aspect qui est abordé à l'échelle de la plateforme scientifique présentant le gradient WET-DRY. Dans le cadre de cette thèse, nous avons mis l'accent sur les placettes C1, H2 (zone DRY), C7, H8, C11 et H12 (zone WET, Figure 122). Les placettes C7 et H8 étant localisées entre les placettes C1-H2 et C11-H12, nous avons fait l'hypothèse préliminaire qu'elles sont représentatives de conditions écohydrologiques intermédiaires entre la zone DRY et la zone WET et avons utilisé l'acronyme INTER pour les nommer. Les zones WET/INTER se démarquent de la zone DRY, par une topographie moins irrégulière, une couverture végétale largement dominée par les sphaignes, et un niveau piézométrique plus proche de la surface.

Dans la zone DRY, caractérisée par une position moyenne de la nappe plus en profondeur et une proportion plus importante de végétation vasculaire, des flux plus forts de Reco et de GPP sont supposés. En effet, une WTD plus basse favorise la respiration aérobie et donc les émissions de CO₂ tandis que l'activité photosynthétique des plantes vasculaires est plus importante que celle des sphaignes (Bragazza et al., 2016; Korrensalo et al., 2016; Li et al., 2021a; Limpens et al., 2008; Lund et al., 2012; Moore et Dalva, 1993).

Le niveau piézométrique en moyenne plus proche de la surface est supposé favoriser des flux de CH₄ (FCH₄) plus importants (Abdalla et al., 2016; Lai, 2009; Yan et al., 2020). En effet, plus l'épaisseur de la zone anoxique est importante, plus la méthanogenèse et donc la production de CH₄ est importante (plus de substrat disponible). Cependant, les flux effectifs à la surface dépendent de multiples autres facteurs tels que leur oxydation pendant leur transfert entre les zones de production et la surface. Par exemple, l'activité photosynthétique des sphaignes et de leur cortège microbien pourrait entraîner une diminution des émissions dans la zone WET-INTER (oxydation du CH₄, (Lhosmot et al., 2022b; Raghoebarsing et al., 2005). Malgré une zone anoxique plus réduite induisant un potentiel méthanogène plus faible, et une zone d'oxydation plus grande, les FCH₄ dans la zone DRY pourraient être importants car le CH₄ utilise les tissus aerenchymes comme canaux de transferts directs entre les zones profondes et l'atmosphère, en évitant la zone d'oxydation (Greenup et al., 2000).

Par ailleurs, la plateforme scientifique permet d'aborder l'influence de l'augmentation passive de la température de l'air, ici dénommée effet OTC/Control sur la dynamique des flux de GES entre la tourbière et l'atmosphère (Figure 122). Les plus fortes températures de l'air au niveau des placettes OTC sont supposées favoriser la respiration aérobie et l'activité photosynthétique (Bragazza et al., 2016; Dorrepaal et al., 2009; Updegraff et al., 2001). Les placettes C1, C7 et C11 correspondant aux conditions contrôles (C pour « Control ») et les placettes H2, H8 et H12 aux conditions OTC (H pour « Hot », Figure 122). Pour l'année 2020, l'effet OTC sur la température de l'air (mesurée à une dizaine de centimètres au-dessus de la surface de la tourbière) a été investigué pour chaque placette étudiée le long du gradient WET-DRY (Tableau 5). Sur l'année complète, la température des placettes OTC est plus importante de 0,3 (H12 et H8) à 0,5°C (H2) que la température des placettes Control.

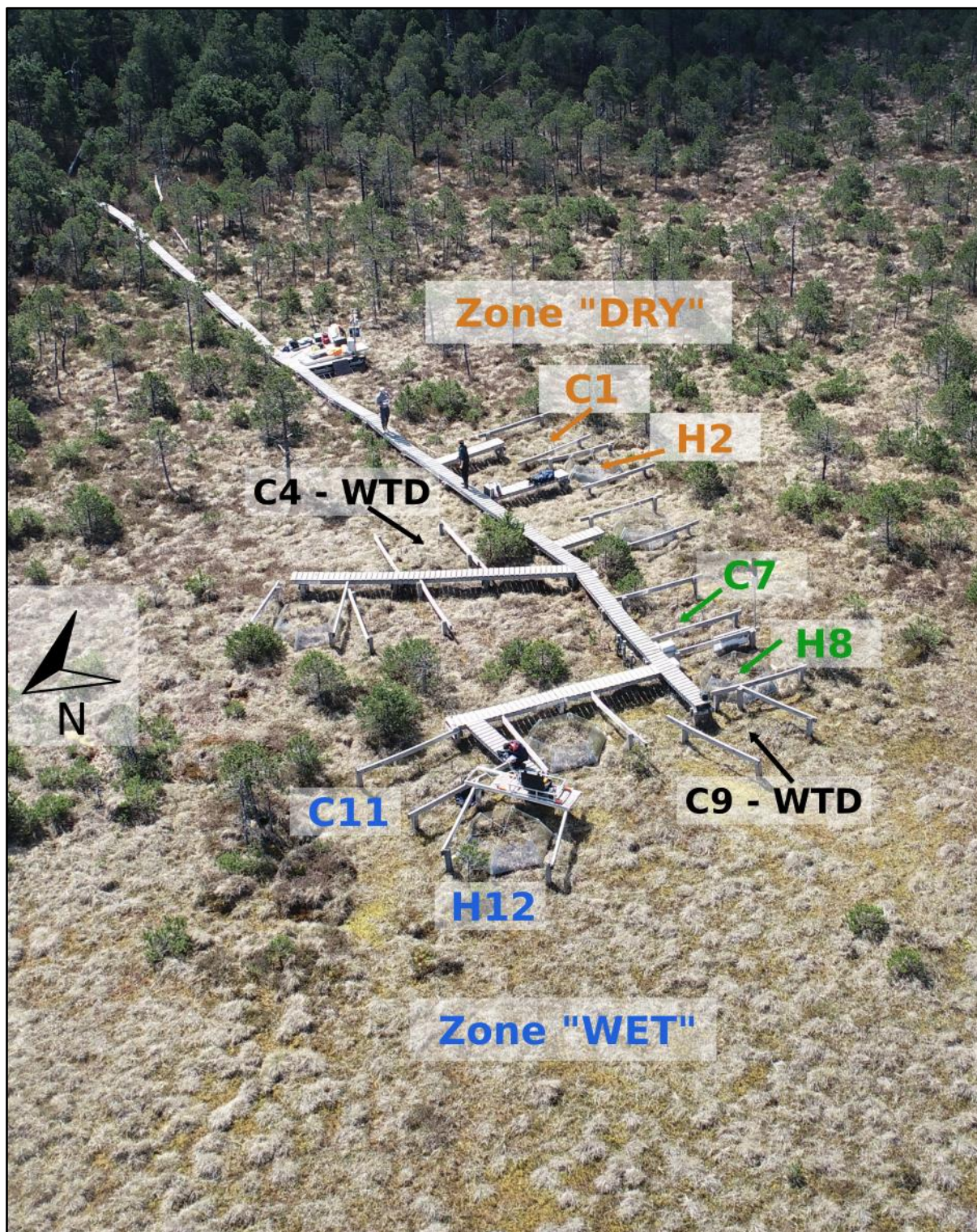


Figure 122 : Photographie aérienne (drone) de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet (Open Lab Dream, UBFC, G. Bertrand, Mars 2021). Les placettes C1, C7, et C11 correspondant aux conditions Control et les placettes H2, H8, et H12 aux conditions OTC. La WTD est mesurée dans la zone DRY au niveau de la placette C4 et dans la zone WET/INTER au niveau de la placette C9.

Cette différence de température entre les placettes OTC et Control est la plus importante lorsque le PPFD est le plus élevé, passant de plus de 1,1°C pour les PPFD > 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ à plus de 2°C pour les PPFD > 2000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Au contraire, la différence est limitée à moins de 0,5°C pour la nuit (PPFD < 1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

PARTIE IV : Contraintes temporelles et spatiales sur les échanges verticaux de GES entre la tourbière et l’atmosphère

Tableau 5 : Températures de l’air moyennes pour l’année 2020 mesurées au niveau de la station météorologique et des différentes placettes étudiées (données semi-horaires, °C). « T-moyenne » correspond à la température moyenne de l’ensemble de l’année ; « T √ PPFD < 1 » à la moyenne des températures lorsque le PPFD est inférieur à 1 μmol m⁻² s⁻¹. La ligne du tableau « Différence H2-C1 » correspond à la différence de température entre les placettes H2 (OTC) et C1 (Control). L’ensemble des différences sont significatives hormis pour la différence entre les placettes H12 et C11 lorsque le PPFD est inférieur à 1 μmol m⁻² s⁻¹.

	T-moyenne année 2020	T √ PPFD < 1	T √ PPFD > 1000	T √ PPFD > 1500	T √ PPFD > 2000
T air Station météorologique	7,8	3,7	18,7	20,3	21,8
T air placette C1	7,7	1,1	25,5	28,5	31,2
T air placette H2	8,4	1,7	27,5	30,9	33,7
Différence H2-C1	0,8	0,5	2,1	2,4	2,5
T air placette C7	7,7	1,8	23,7	26,2	28,4
T air placette H8	8,0	2,0	24,8	27,8	30,7
Différence H8-C7	0,3	0,2	1,1	1,6	2,3
T air placette C11	7,8	1,9	24,1	26,7	29,2
T air placette H12	8,2	2,0	25,6	28,5	31,3
Différence H12-C11	0,3	0,1	1,6	1,8	2,2

Le NEE correspondant à l’équilibre entre la GPP et la Reco, le comportement de ces deux flux selon les gradients écohydrologiques évoqués ci-dessus (WET-DRY, OTC-Control) sera discuté pour clarifier l’influence des gradients sur ces deux processus.

1.3 Contrastes hydrométéorologiques

Les conditions hydrométéorologiques constituent un forçage important sur les échanges de GES entre tourbière et atmosphère.

L’augmentation de la température favorise généralement l’activité microbienne/enzymatique et ainsi les émissions de CO₂ à travers la respiration aérobie (Reco ; Li et al., 2021b). La température est également positivement corrélée à l’activité photosynthétique et donc à la production primaire brute (GPP ; Leroy et al., 2019; Li et al., 2021a). L’équilibre entre Reco et GPP permet de calculer l’échange net de l’écosystème :

$$NEE = Reco - GPP \text{ (Eq. 1)}$$

Cependant, lorsque la température dépasse des valeurs seuils, *e.g.* entre 30 et 35 °C selon les espèces de sphaignes, la GPP peut diminuer (Haraguchi et Yamada, 2011). Outre cet effet limitant, les vagues de chaleur extrêmes sont également susceptibles d’entraîner la mort des sphaignes et donc de limiter les flux de GPP (Bragazza, 2008). En parallèle, l’augmentation de la température peut favoriser la production de CH₄ dans les niveaux anoxiques via l’activité des archées méthanogènes, mais aussi, en surface (condition aérobie) l’oxydation du CH₄ par les bactéries méthanotrophes (Andersen et al., 2013).

Au Forbonnet, l’évapotranspiration, plus forte en période estivale, potentiellement cumulée avec des sécheresses pluviométriques (*e.g.*, automne 2018), influencent fortement et directement la variabilité saisonnière de la WTD (Bertrand et al., 2021). Or, la WTD contraint l’épaisseur des niveaux aérobie/anaérobie et donc potentiellement l’ampleur des processus de respiration aérobie (production de CO₂/oxydation du CH₄) et de méthanogenèse (Limpens et al., 2008).

De manière similaire à la température de l’air, le flux de PPFD (densité de flux de photons photosynthétiques) montre une variabilité saisonnière avec les valeurs plus fortes en été. Bien que l’activité photosynthétique soit positivement corrélée au flux de PPFD, celle-ci cesse d’augmenter au-delà d’une valeur seuil qui dépend directement du type de végétation et de la température (Haraguchi et Yamada, 2011; Leroy et al., 2019). Outre l’influence du PPFD et de la température sur l’activité photosynthétique, l’état

hydrologique de la tourbière joue un rôle majeur caractérisé par des effets seuils notamment sur les sphaignes, *e.g.* chute de l'activité photosynthétique si la disponibilité en eau est insuffisante ou si le milieu est ennoyé (Tuittila et al., 2004; Walker et al., 2017). Ainsi, c'est la combinaison des différents forçages - type de végétation, température, saison, disponibilité en eau, PPFD - qui conditionne l'activité photosynthétique.

Par conséquent, ce travail vise à évaluer la réponse des différents flux lors de conditions hydrométéorologiques contrastées. En particulier, compte tenu des conditions rencontrées durant ce travail, trois types de conditions ont pu être comparées :

- Période estivale « sèche » (2019 et 2020).
- Période estivale « humide » (2021).
- Période printanière « très humide », *i.e.* inondation (Printemps 2021).

Sur la base de ce travail, le rôle des contrastes hydrométéorologiques temporels sur les échanges tourbières-atmosphère seront discutés.

Les conditions période estivale « sèche » et période printanière « très humide » peuvent être comparées à des conditions hydrométéorologiques « extrêmes » dont l'intensité et la fréquence est amenée à augmenter dans le cadre du changement climatique (IPCC, 2022). Dans ce travail, ces conditions hydrologiques « extrêmes » font référence à la fois aux périodes de sécheresses où la WTD dans une tourbière diminue drastiquement, et aux périodes de « hautes eaux » caractérisées par l'inondation de la végétation. Par exemple, la durée prolongée d'une période sèche et chaude entraîne la dessiccation du capitulum des sphaignes comme cela a pu être observé au Forbonnet notamment à la fin de l'été 2020 (Figure 123).



Figure 123 : Illustration de la placette C11 le 15/09/2020 permettant d'observer l'impact de la sécheresse sur les sphaignes (capitulum blanc).

Les mesures réalisées par EC et chambre intègrent 3 (2019, 2020 et 2021) et 2 (2020 et 2021) saisons estivales, respectivement. Pour les mesures chambre, les flux de GES des périodes estivales (Juin-Septembre) 2020 et 2021 ont été comparés à partir de la moyenne des flux mesurés pour l'ensemble des placettes (5 campagnes en 2020 et 3 en 2021).

Les périodes estivales 2019 et 2020 constituent des périodes « sèches » comparées à 2021. En effet la période Avril-Septembre en 2021 fut davantage pluvieuse (~1000 mm) qu'en 2019 et 2020 (~600 et 550 mm ; Figure 124). Plus largement, en comparant les cumuls annuels à la moyenne sur la période 2009-2021, on peut observer que 2020 et 2021 sont en dehors de l'intervalle de confiance (écart type ; Figure 124). De manière cohérente avec les cumuls de précipitation, la WTD fut significativement plus faible en 2019 et 2020 comparée à 2021, en particulier pour les mois de Mai à Septembre (excepté Juin ; Figure 125). Pour la période Juin-Septembre la WTD moyenne fut de $-0,19 \pm 0,06$ m en 2019, $-0,21 \pm 0,07$ m en 2020 et de $-0,11 \pm 0,05$ m en 2021 dans la zone WET (piézomètre de la placette C9). Pour les mêmes périodes dans la zone DRY, la WTD moyenne était de $-23 \pm 0,06$ m, $-0,25 \pm 0,07$ m et $-0,14 \pm 0,05$ m (piézomètre de la placette C4). Ces valeurs donnent un aperçu de la WTD dans la placette correspondante puisque l'effet de la microtopographie, notamment pour la zone DRY, fait varier spatialement la WTD au sein d'une même placette. En ce qui concerne la température moyenne de l'air sur la période Juin-Septembre, elle était de $15,0 \pm 3,9$; $14,1 \pm 3,7$ et $14,0 \pm 2,8$ en 2019, 2020, et 2021, respectivement. Ainsi, les périodes Juin-Septembre en 2019 sont plus chaudes d'environ 1°C comparées à celles de 2020 et 2021.

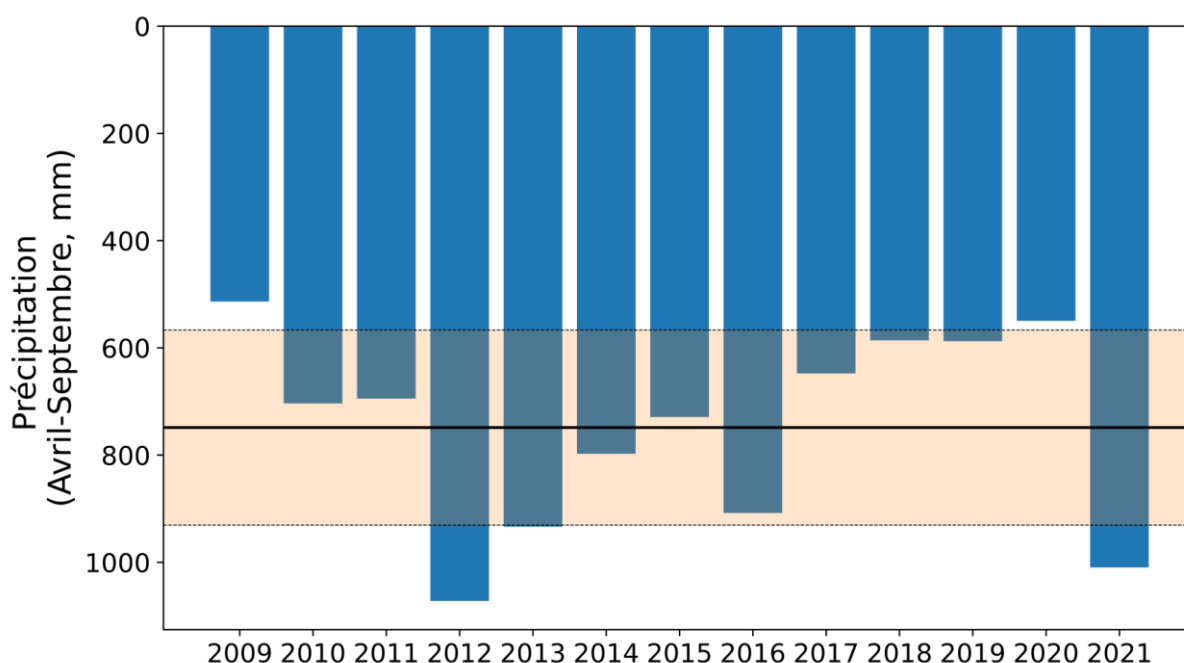


Figure 124 : Cumul de précipitations (mm) relevés sur la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet pour la période Avril-Septembre de 2009 à 2021. Les points 2020 et 2021 correspondent au cumul mesuré avec un pluviomètre collecteur étant donné que le pluviomètre à auget a dysfonctionné (périodes 2020-03-17/2020-09-01 ; 2021-03-24/2021-08-23, respectivement). La ligne noire horizontale correspond à la moyenne de l'ensemble des cumuls et la bande colorée en orange correspond à l'écart type.

En ce qui concerne la période « très humide », elle est illustrée par la semaine du 24 au 28 Mai 2021 qui se caractérise par une position de la nappe la plus haute (parmi les périodes de mesure de flux par chambre ; bande rouge verticale sur la Figure 126) sur la période supposée d'activité maximale de la végétation, *i.e.* Mai à Septembre 2020 et 2021. En particulier, les placettes WET-INTER étaient partiellement ou totalement submergées comme en attestent les photographies prises sur le terrain le 24/05/2021 (Figure 127). Les valeurs de WTD mesurées lors de cette période (entre -0,08 et -0,035 m) indiquent que la nappe est sub-affleurante. Par conséquent, une WTD dans la placette C9 comprise entre -0,08 et -0,035 m signifie que la zone WET est partiellement inondée.

PARTIE IV : Contraintes temporelles et spatiales sur les échanges verticaux de GES entre la tourbière et l'atmosphère

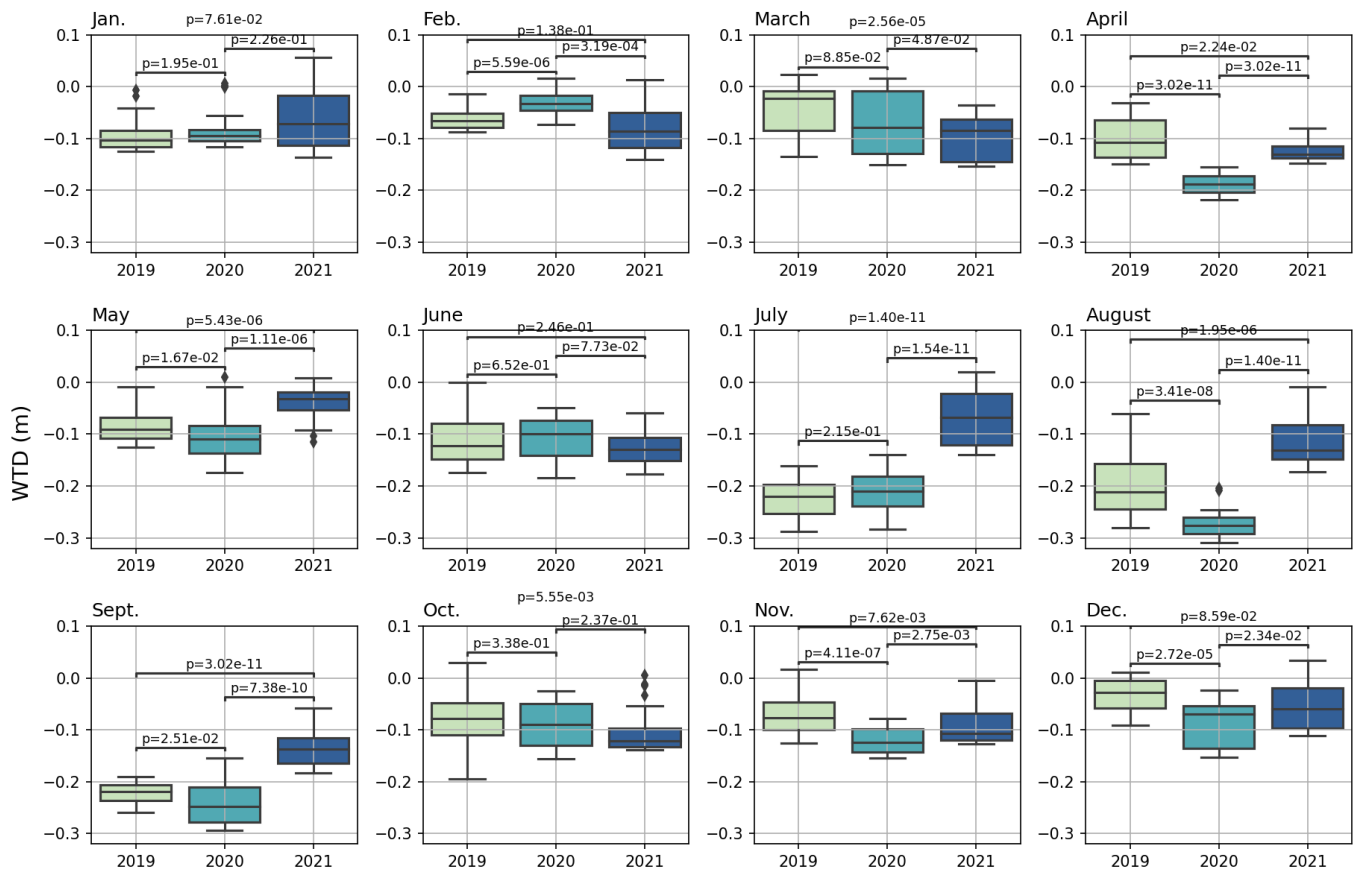


Figure 125 : Boîtes à moustaches montrant la distribution des WTD journalières moyennes pour chaque mois de 2019, 2020, et 2021. Chaque sous-graphique représente un mois de l'année pour 2019, 2020, et 2021. La p-value indiquée correspond au test non paramétrique Wilcoxon Mann-Whitney car les conditions de normalité ne sont pas présentes.

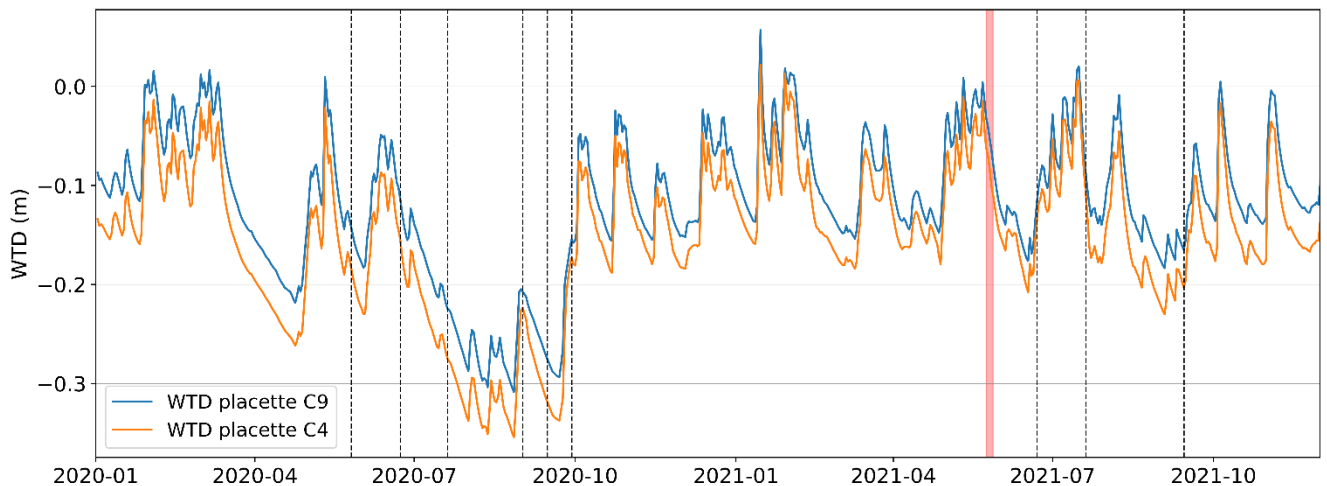


Figure 126 : Evolution de la profondeur de la nappe d'eau par rapport à la surface de la tourbe mesurée dans les placettes C4 (zone DRY) et C9 (zone WET). Les barres verticales noires en pointillés indiquent les dates de mesures de flux de GES pour les campagnes de Mai à Septembre. La barre rouge représente la semaine du 24 au 28 mai 2021 (période « très humide »).



Figure 127 : Photographies réalisées le 24/05/2021 sur la plateforme scientifique de la tourbière du Forbonnet. L'illustration A représente la zone de mesure de flux de la placette C11. L'illustration B représente les conditions hydrologiques de la tourbière dans la zone WET-INTER.

2 Présentation des données de mesures EC et chambre et analyse des effets d'échelle

L'ensemble des flux de GES mesurés (méthodes EC et chambre) mettent en évidence une saisonnalité marquée avec des valeurs de flux les plus importantes durant les mois d'été. Néanmoins, la comparaison des flux acquis par ces deux méthodes reste toutefois semi-qualitative car les mesures par chambre ont été réalisées uniquement la journée alors que les mesures EC intègrent également les flux de nuit (Wohlfahrt et Galvagno, 2017). Cependant, la proportion de flux EC mesurée en journée est plus importante comme en atteste la Figure 128. En effet, la nuit est caractérisée par des périodes de faibles turbulences ne permettant pas de conserver autant de données qu'en journée (Aubinet et al., 2012).

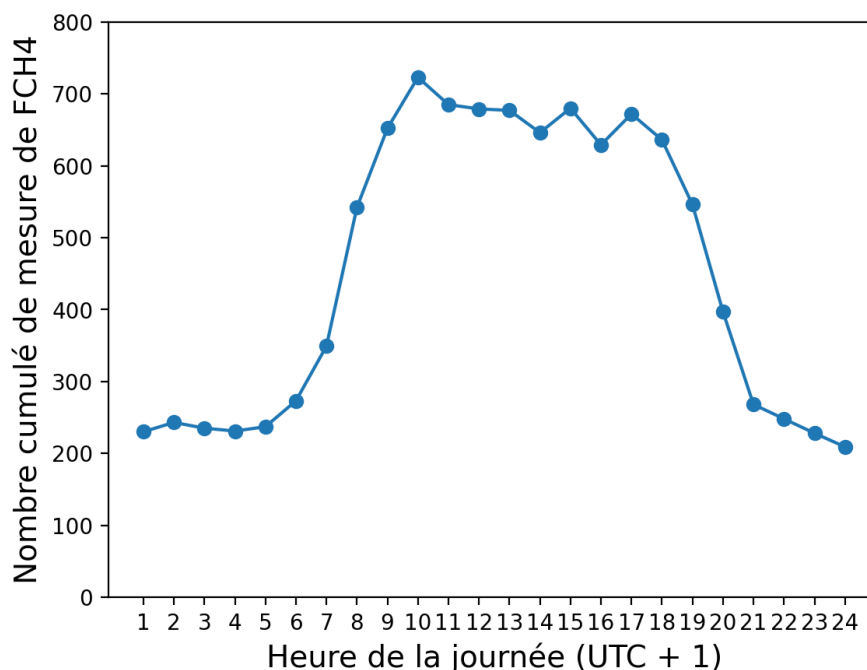


Figure 128 : Nombre cumulé de mesures de FCH4 (eddy-covariance) pour chaque heure de la journée sur la période Juillet 2018-Décembre 2021. Il s'agit des données après l'ensemble des traitements de qualité (qualité flag 0 ; USTAR > 0,075).

2.1 Flux de CH₄ (FCH₄)

Pour les FCH₄ mesurés par EC, les valeurs les plus élevées sont atteintes en période estivale (Figure 129; Juin à Septembre, FCH₄ dépassant les 200 nmol m⁻² s⁻¹). Les FCH₄ les plus faibles sont mesurés au printemps (Mars à Mai) et sont caractérisés par une forte densité de valeurs négatives (atteignant -100 nmol m⁻² s⁻¹; voir chapitre 7 pour plus d'explication sur ces valeurs négatives) alors qu'à cette période les flux positifs sont principalement restreints en dessous de 100 nmol m⁻² s⁻¹. En hiver, les FCH₄ ne dépassent pas les 100 nmol m⁻² s⁻¹ mais demeurent positifs.

De manière similaire, les mesures par chambre montrent des valeurs les plus importantes durant la période Juin-Septembre où les flux peuvent atteindre des valeurs comprises entre 50 et 100 nmol m⁻² s⁻¹ (Figure 129). Les FCH₄ mesurés par chambre sont les plus faibles durant l'hiver (< 20 nmol m⁻² s⁻¹). Cependant, les mesures de FCH₄ par chambre ne mettent pas en évidence la forte concentration de flux négatifs au printemps mesurée avec l'EC.

Par ailleurs, l'amplitude (la différence entre les valeurs maximums et minimums) des FCH₄ mesurés par chambre (~350 nmol m⁻² s⁻¹) est plus faible que ceux mesurés par EC (~600 nmol m⁻² s⁻¹). Il faut noter que les mesures par chambres n'ont été réalisées que durant la journée tandis que la méthode EC permet de mesurer les flux la nuit. L'influence du cycle jour-nuit sur les FCH₄ (FCH₄ plus importants la nuit, amplitude jour-nuit ~150 nmol m⁻² s⁻¹ au printemps et en été, Lhosmot et al., 2022a) permet d'expliquer la différence d'amplitude de FCH₄ observée entre les deux méthodes de mesure. En effet, les FCH₄ mesurés par la méthode EC au même moment que ceux mesurés par chambre sont du même ordre de grandeur (Figure 130).

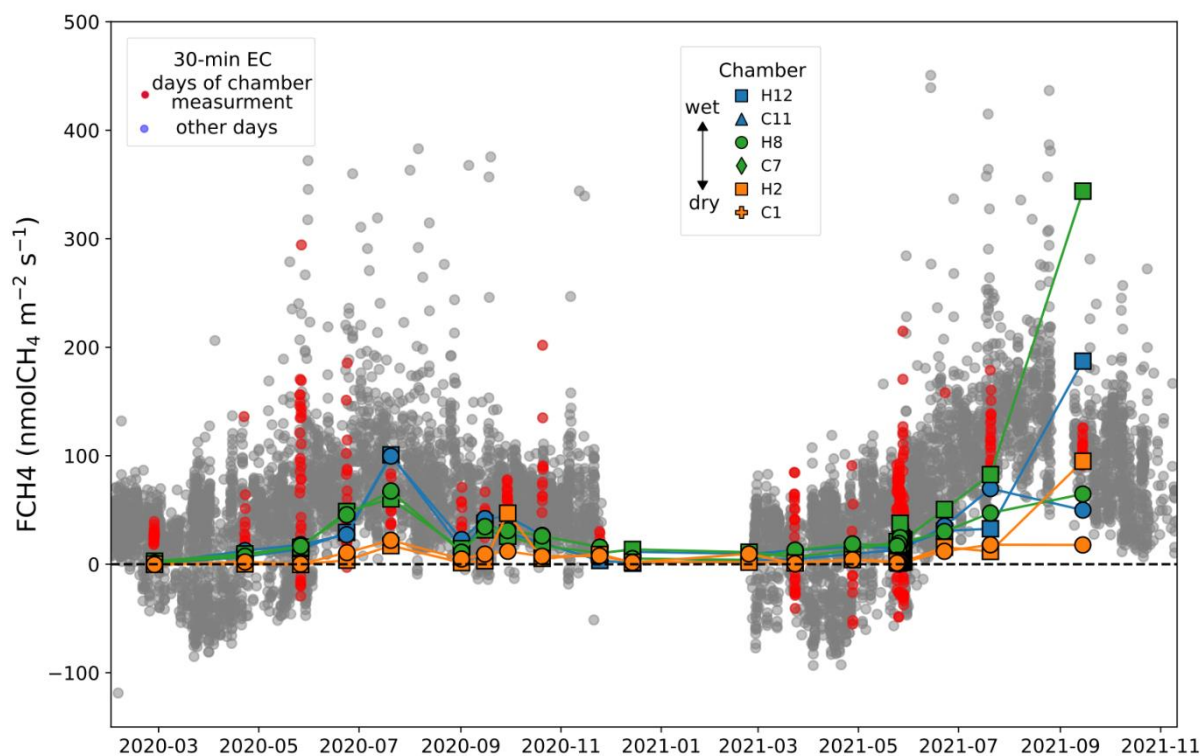


Figure 129 : FCH4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) mesurés par chambre (pour chacune des 6 placettes étudiées) et par EC (pas de temps de 30 min). Les données EC en rouge sont celles réalisées les mêmes jours que les mesures par chambre. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.

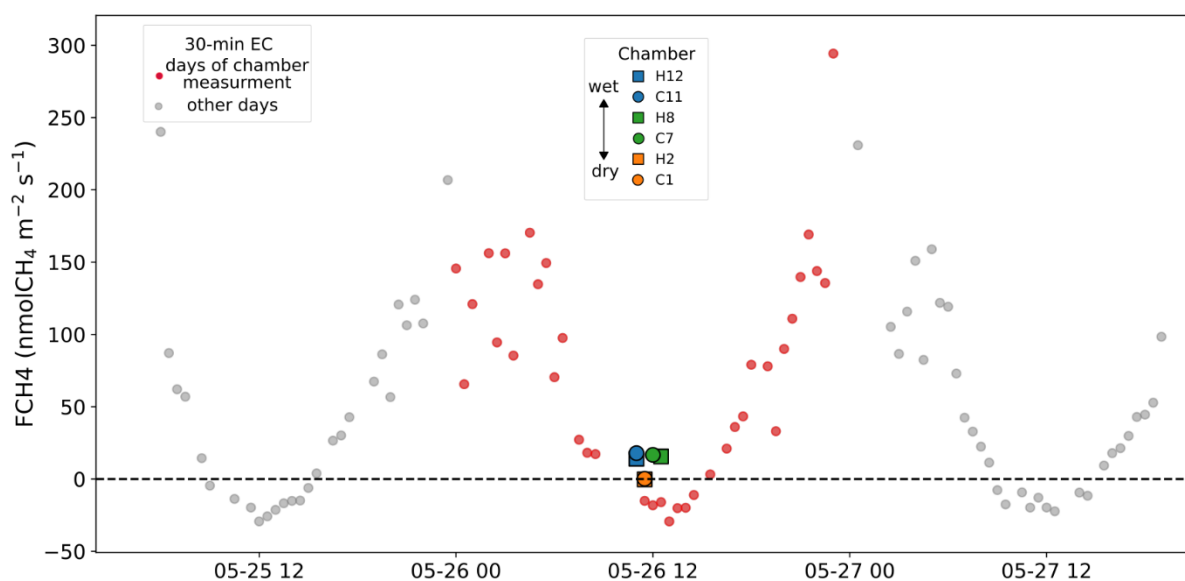


Figure 130 : Cycle diurne des FCH4 mesurés par EC du 25 au 27 Mai 2020. Les FCH4 mesurés par chambre lors de la journée du 26 Mai sont représentés sur le graphique.

De plus, des mesures par chambre de nuit et de jour réalisées sur les mêmes placettes les 29-30 Juin 2010 (Figure 131 ; Données non publiées : LPC2E-CNRS, Christophe Guimbaud, Stéphane Chevrier, et Gilles Challumeau) montrent un cycle journalier marqué, similaire à celui observé actuellement par la méthode EC, c'est-à-dire des flux plus forts la nuit et les plus faibles à la mi-journée.

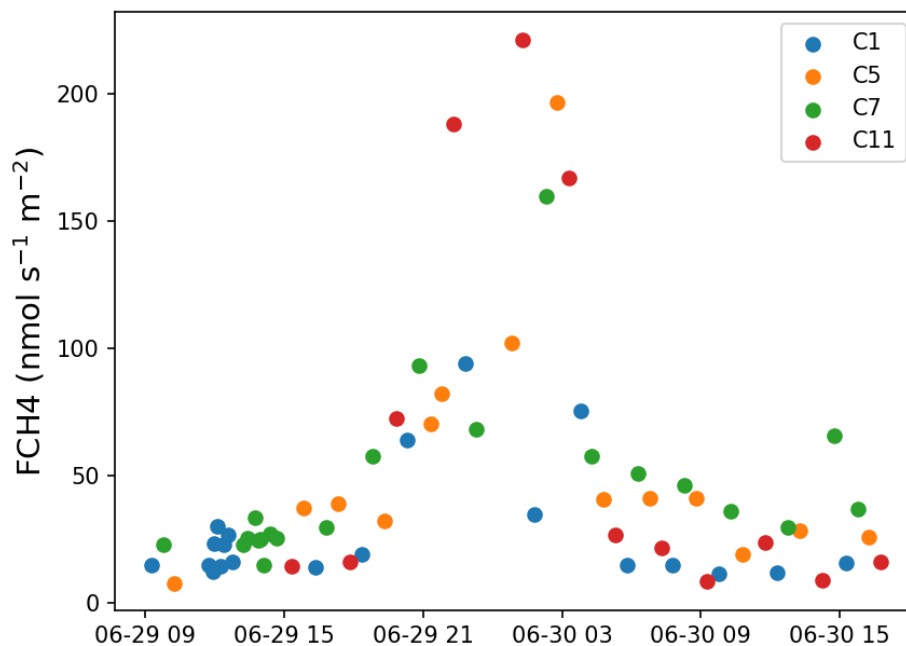


Figure 131 : FCH4 mesurés par chambre pour les placettes C1, C5, C7, et C11 (29 et 30 Juin 2010). Données non publiées : LPC2E-CNRS, Christophe Guimbaud, Stéphane Chevrier, et Gilles Challumeau. Axe des abscisses : « mm-jj hh ».

Enfin, deux valeurs de FCH4 mesurées par chambre sont supérieures à 150 nmol m⁻² s⁻¹ (le 2021-09-14, respectivement 187 et 344 nmol m⁻² s⁻¹) et sont nettement au-delà du reste du jeu de données (< 100 nmol m⁻² s⁻¹; Figure 129). Il est possible qu'il s'agisse de phénomènes de bulles de CH₄ ou d'un artefact humain (chambre trop appuyée sur le sol par exemple). S'il s'agit de bulles, ces phénomènes sont connus en tourbière mais difficiles à appréhender par mesure par chambre car leur fréquence et intensité sont très variables dans le temps et spatialement (Chanton, 2005; Strack et al., 2005; Yu et al., 2014). En retirant ces deux points du jeu de données pour la modélisation, on fait alors l'hypothèse que le modèle est représentatif des phénomènes diffusifs comme cela peut être appliqué dans le traitement des flux de GES mesurés par chambre (Morin et al., 2017).

2.2 Echange Net de CO₂ (Net Ecosystem Exchange - NEE)

Concernant les flux de NEE mesurés avec la méthode EC, durant les périodes estivales (Juin à Septembre) les valeurs de flux dépassent les +5 μmol m⁻² s⁻¹ et les -10 μmol m⁻² s⁻¹. En hiver (Décembre à Février) lorsque la température et le PPFd sont les plus faibles, la majorité des flux est comprise entre -5/+5 μmol m⁻² s⁻¹ (Figure 132). Les flux de NEE mesurés par chambre sont compris entre -6 et +3,3 μmol m⁻² s⁻¹, et pour la majorité négatifs en période estivale (Figure 132). Les données EC de NEE montrent que les flux positifs de NEE représentent une partie importante des données (Figure 132). Comme pour le FCH4, ce contraste résulte en partie du fait que les mesures par chambre n'ont été réalisées qu'en journée. Dans ce contexte, la gamme de variation de flux de NEE pour les deux méthodes a été comparée pour les valeurs négatives. Les flux de NEE mesurés par EC atteignent des valeurs deux fois plus importantes (~-15 μmol m⁻² s⁻¹) que celles des flux mesurés par chambre (-6 μmol m⁻² s⁻¹; Figure 132).

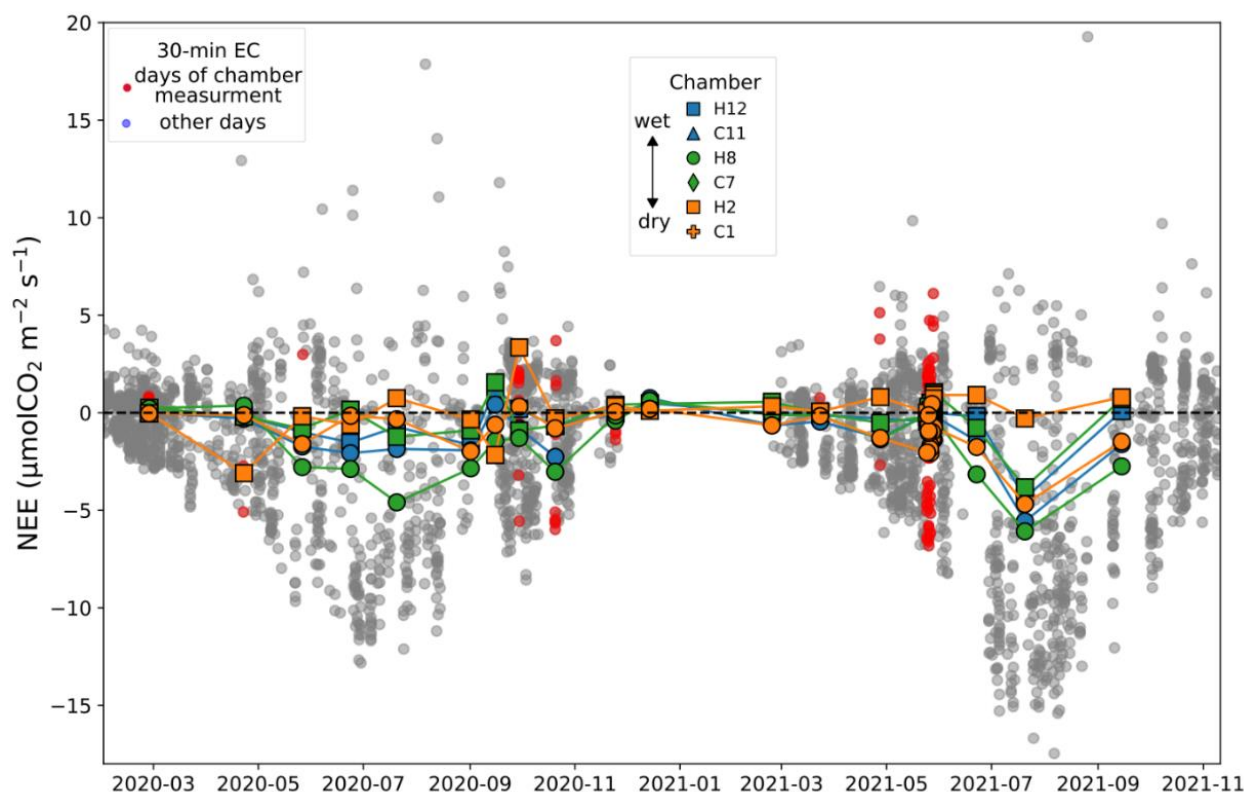


Figure 132 : NEE ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) mesurés par chambre (pour chacune des 6 placettes étudiées) et par EC (pas de temps de 30 min). Les données EC en rouge sont celles réalisées les mêmes jours que les mesures par chambre. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.

De plus, la variabilité des flux de NEE augmente avec la température de l'air comme en atteste les mesures par chambre (Figure 133). La valeur minimale des flux de NEE mesurés est positivement corrélée à la température de l'air. Les flux de NEE sont compris entre -1 et +1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les températures en-dessous de 10°C, entre -2 et +1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour des gammes de températures de 10 à 15°C, et entre -6 et +2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les températures comprises entre 25 et 35°C (Figure 133). Pour ces fortes températures, les valeurs négatives les plus importantes ($< 4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et positives les plus fortes ($> 1,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sont atteintes. En effet, les flux de Reco sont susceptibles d'être forts. Une mesure réalisée pour de faibles valeurs de PPFD (nuage par exemple) peut ainsi se traduire par un NEE positif. Par ailleurs, l'augmentation de la température modifie les seuils de saturation de la photosynthèse à la lumière. Par exemple, Haraguchi et Yamada (2011) montrent que la valeur de GPP maximale de *Sphagnum fallax* atteint un optimum autour de 30°C et diminue au-delà, alors que sa respiration (Reco) augmente.

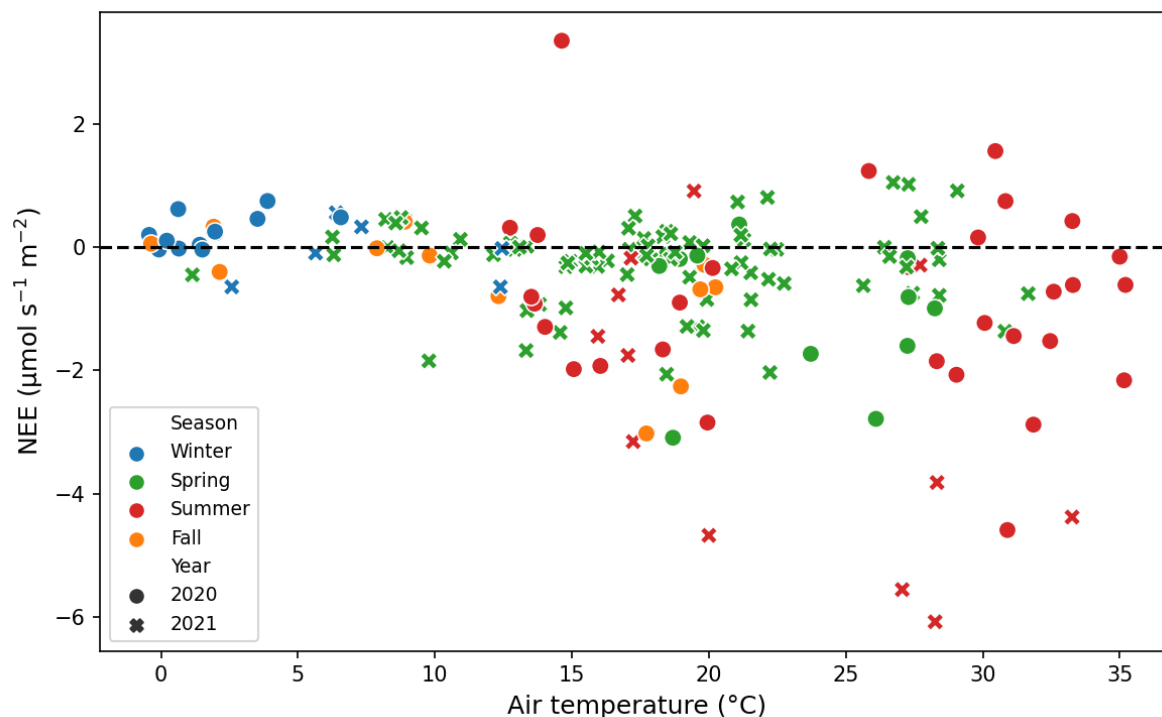


Figure 133 : Flux de NEE (mesurés par chambre) en fonction de la température de l'air mesurée à 10 cm au-dessus de la surface de la tourbe au niveau de chaque placette.

2.3 Respiration de l'écosystème (CO_2 Ecosystem respiration - Reco)

Afin de pouvoir comparer le flux de Reco entre les deux méthodes, seules les données EC pour lesquelles le PPDF est inférieur à $0,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ont été sélectionnées, *e.g.* les données mesurées la nuit (Figure 134). Pour la méthode EC, une forte densité de mesures entre $+2,5$ et $+5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ caractérise les périodes estivales alors qu'en hiver les flux sont concentrés en dessous de $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Les flux mesurés par chambre sont du même ordre de grandeur (Figure 134). Néanmoins, la présence de flux supérieurs à $7,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ est uniquement observée avec la méthode EC.

La relation entre la Reco avec la température de l'air peut être matérialisée par une courbe exponentielle (données chambre, Figure 135). Cependant, cette tendance générale s'accompagne d'une forte dispersion ($R^2 = 0,40$). Les flux de Reco sont les plus bas en hiver et automne, de l'ordre de $0,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ alors que la température varie entre 0 et $+5^{\circ}\text{C}$. Les flux de Reco les plus élevés ($> 4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sont atteints en été mais pour des gammes de température de l'air contrastées : $15 < T < 18^{\circ}\text{C}$ et $T > 27^{\circ}\text{C}$. De plus, on observe que pour des températures supérieures à 25°C , une partie des flux de Reco sont faibles, compris entre 1 et $2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces résultats montrent que les flux de Reco sont contrôlés en partie par la température de l'air mais que d'autres processus (contrastes spatiaux et temporels) sont impliqués.

PARTIE IV : Contraintes temporelles et spatiales sur les échanges verticaux de GES entre la tourbière et l'atmosphère

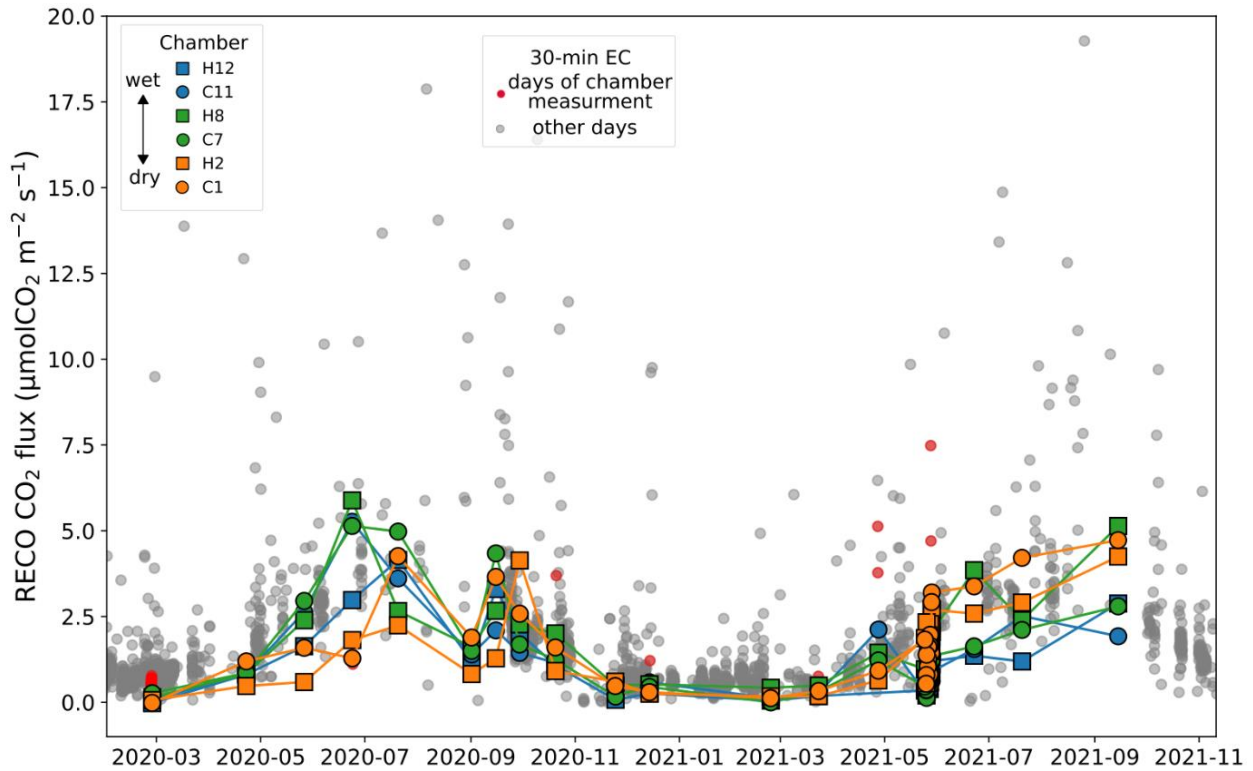


Figure 134 : Flux de Reco mesurés par chambre et par EC. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.

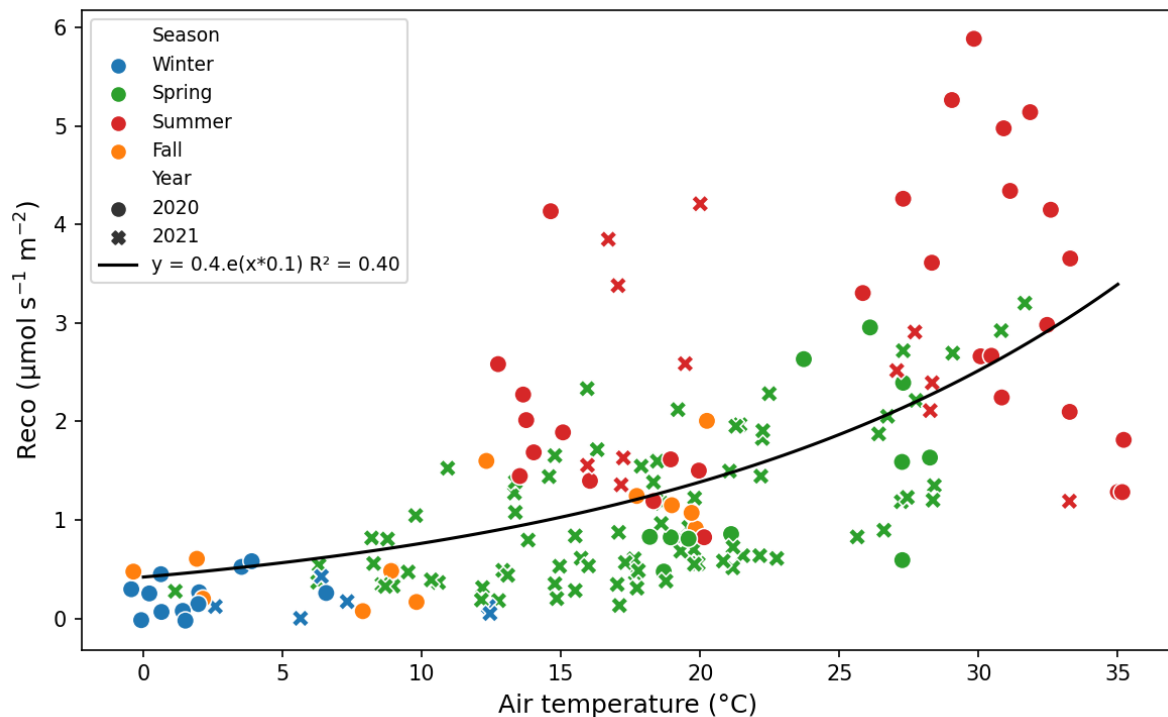


Figure 135 : Flux de Reco (mesurés par chambre) en fonction de la température de l'air mesurée à 10 cm au-dessus de la surface de la tourbe au niveau de chaque placette.

2.4 Production primaire brute (CO₂ Gross Primary Production - GPP)

En complément de la méthode EC, la méthode chambre a permis de calculer la GPP (Eq. 1), en faisant la différence entre la Reco et le NEE, qui sont tous deux mesurés alternativement lors de chaque campagne de mesure (voir chapitre 3, section 4). De manière similaire au NEE et au Reco mesurés par chambre, la variation saisonnière de la GPP est marquée par des flux importants en été (entre -2 et -10 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et presque nuls en hiver (Figure 136).

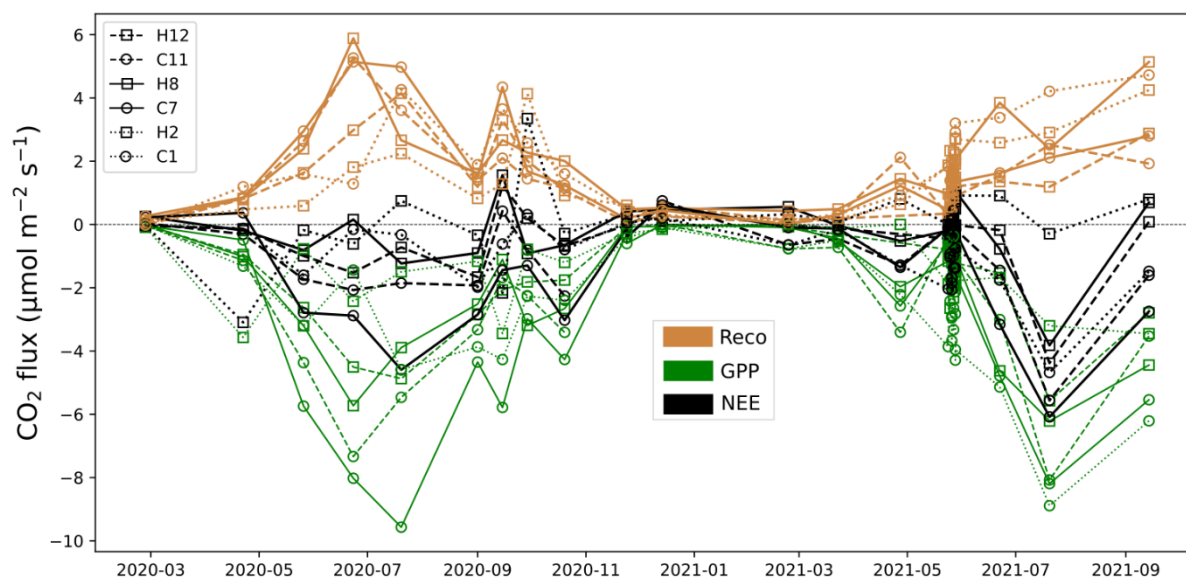


Figure 136 : Evolution temporelle des flux de Reco, -GPP et -NEE mesurés par chambre. Les courbes matérialisent une interpolation linéaire entre chaque point de mesure.

La GPP montre une relation positive avec la température de l'air (la valeur absolue de flux augmente). De plus, la variabilité des flux augmente avec la température, en lien avec le NEE et la Reco qui montrent la même tendance (Figure 137). Ainsi, la GPP est comprise (i) entre -1 et 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les températures inférieures à 10°C, (ii) entre -5 et 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour des températures entre 10 et 20°C et, (iii) entre -10 et -1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour des températures entre 20 et 35°C. Le PPFD, matérialisé par la taille des figurés (Figure 137), ne permet pas d'expliquer la totalité de cette variabilité. Ceci illustre que la combinaison de la température et du PPFD ne permet pas d'expliquer totalement la variabilité de GPP, suggérant l'importance d'autres processus comme la phénologie des plantes, les contrastes spatiaux, ou encore les contrastes hydrologiques qui seront évalués à travers les gradients spatiaux (OTC-Control, WET-DRY) et hydrométéorologiques dans les sections 3.2, 3.3, et 3.4.

Pour une gamme de température et un type de végétation donnés, la GPP augmente avec le PPFD jusqu'à atteindre une valeur seuil de saturation. Cette relation correspond à la courbe hyperbolique de saturation de la GPP à la lumière notamment décrite par Thornley et Johnson (1990). En particulier, la relation de Michaelis-Menten (Michaelis et Menten, 1913) décrit l'évolution de l'activité enzymatique (ici la photosynthèse) en fonction de l'augmentation de la disponibilité du substrat (ici la densité de flux de photons photosynthétiques- PPFD- ; Eq. 2) :

$$GPP = \frac{GPP_{max} * PPFD}{k + PPFD} \text{ (Eq. 2)}$$

Où GPPmax est la valeur maximale théorique de GPP atteinte, et k est la valeur de PPFD à la moitié de la saturation, c'est-à-dire lorsque la GPP est égale à 50 % de la GPPmax.

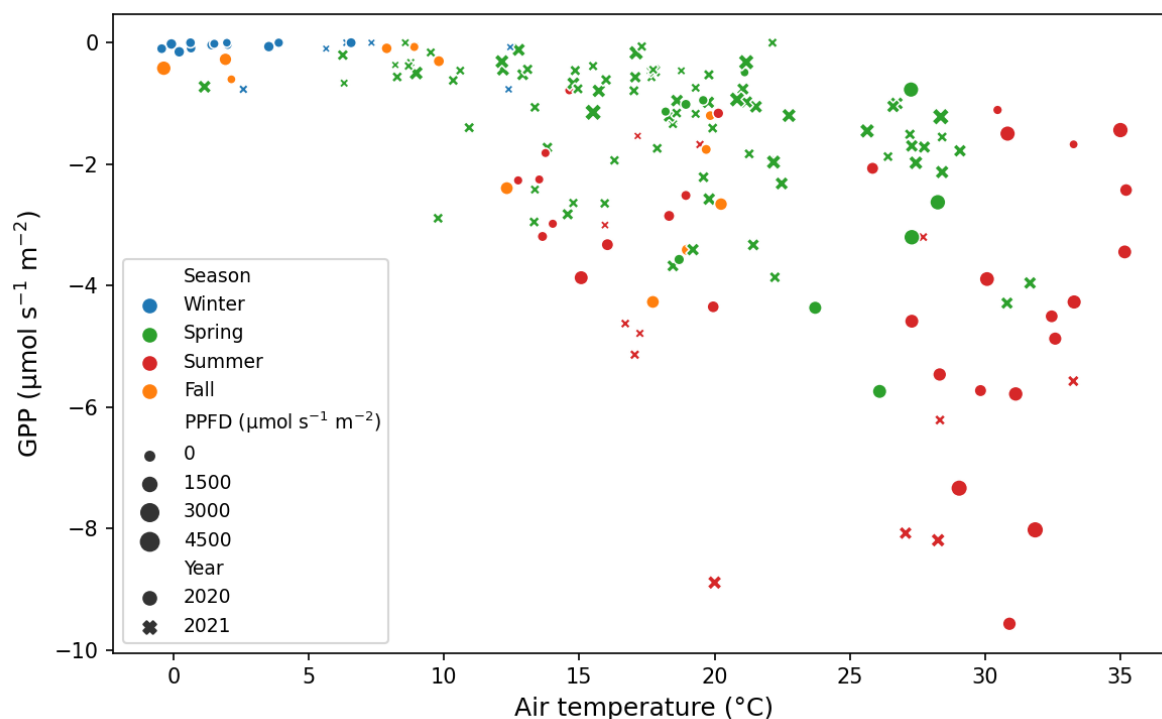


Figure 137 : Flux de GPP en fonction de la température de l'air mesurée à 10 cm au-dessus de la surface de la tourbe au niveau de chaque placette. La taille des figurés est proportionnelle à l'intensité du PPFD mesuré lors des mesures de flux.

Cette équation est largement utilisée pour étudier la relation entre la GPP et le PPFD en déterminant les constantes GPP_{max} et k (Kandel et al., 2013; Leroy et al., 2019; Li et al., 2021a; Tuittila et al., 2004). Ainsi, dans la suite de ce travail, l'évaluation de la GPP selon les différents gradients évoqués est basée sur la relation GPP-PPFD pour des périodes de conditions hydrométéorologiques comparables.

2.5 Cohérence entre les données EC et chambre

Les flux mesurés par chambre et EC mettent tous les deux en évidence la saisonnalité marquée des flux. La comparaison entre les deux méthodes montre qu'en considérant l'heure des mesures l'ordre de grandeur des flux est comparable. Cependant, sur l'ensemble des données acquises, la méthode EC a permis de mesurer des valeurs de flux dans des gammes supérieures que la méthode chambre (Figure 129, Figure 132, Figure 134). Par exemple, le flux maximal de NEE mesuré par EC est environ 2 fois plus important que celui mesuré par chambre. En effet, les données EC permettent d'évaluer l'impact de contraintes se produisant à des pas de temps infra-mensuels et même infra-journaliers, *e.g.* remontées-descentes de la nappe d'eau, variation de pression atmosphérique, fonte du manteau neigeux, ébullition, phénologie de la végétation). En effet, ces processus jouent un rôle sur les échanges de GES entre la tourbière et l'atmosphère (Campeau et al., 2021; Yu et al., 2014). Cette comparaison illustre ainsi la fréquence d'échantillonnage beaucoup plus faible pour la méthode chambre. Par conséquent, l'évaluation de l'influence de processus non ou difficilement détectables avec le pas de temps de mesure appliqué avec la méthode chambre démontre l'intérêt d'utiliser la méthode eddy-covariance. De plus, la sélection de surfaces très faibles pour les mesures par chambre ne permet pas de prendre en compte toutes les variations spatiales (hauteur de végétation, microtopographie, micro-habitats) et donc toute la gamme de variation des flux.

Par ailleurs, pour les FCH₄, les plus faibles flux mesurés par chambre ne sont pas négatifs alors que la méthode EC met en évidence des FCH₄ négatifs (atteignant -100 nmol m⁻² s⁻¹). En particulier, lors de mesures de FCH₄ négatifs avec la méthode EC, la méthode chambre n'a permis d'observer que des FCH₄ nuls (Figure 138). Cette différence peut s'expliquer par le nombre beaucoup plus limité de mesures par chambre comparé aux mesures par EC. De plus, la zone de mesure par chambre n'est pas localisée dans l'empreinte de la tour à flux. Le rapport production/oxydation de CH₄ au niveau de la plateforme scientifique n'est peut-être pas le même que dans l'empreinte de l'EC (différences de communautés de méthanotrophes et de méthanogènes par exemple). Enfin, cette différence peut refléter justement un effet d'échelle entre les deux méthodes de mesures. Avec les données disponibles, il sera difficile de hiérarchiser ces différentes hypothèses.

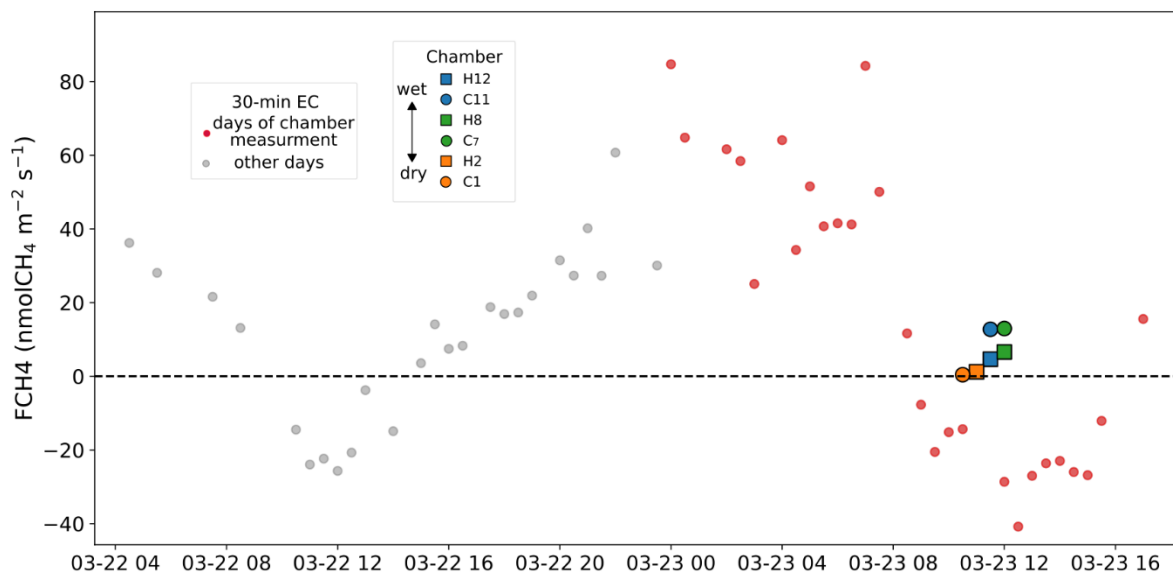


Figure 138 : Cycle diurne des FCH₄ mesurés par EC du 22 au 23 Mars 2021. Les FCH₄ mesurés par chambre lors de la journée du 23 Mars sont représentés sur le graphique.

3 Influence de contraintes écohydrologiques et hydrométéorologiques sur les échanges de GES à l'interface tourbière-atmosphère

3.1 Evaluation de la sensibilité des échanges de GES à l'interface tourbière-atmosphère

3.1.1 Définition d'un indicateur de sensibilité à la température des flux de GES issus de la dégradation de la matière organique (FCH₄, CO₂-Reco) : le Q₁₀ apparent

3.1.1.1 Principe

La réponse en termes de FCH₄ et de flux de Reco à une augmentation de la température dépend notamment de la labilité de la MO, *e.g.* sa facilité à se faire décomposer. Afin d'étudier cette sensibilité le long des gradients écohydrologiques spatiaux, le paramètre Q₁₀ qui permet d'investiguer la sensibilité des taux de production de GES à une variation de température de 10°C a été calculé. Le Q₁₀ est un indicateur largement utilisé car il permet de réaliser des comparaisons entre plusieurs sites dont les conditions environnementales diffèrent (Curiel yuste et al., 2004; Davidson et Janssens, 2006; Leroy et al., 2017). Comme la sensibilité des échanges nets entre la surface de la tourbière et l'atmosphère intègrent une multitude de paramètres (transport par les plantes, ébullition, diffusion), il est ici question de Q₁₀ dit apparent.

Le calcul du Q₁₀ est basé sur la loi empirique d'Arrhenius (1889) décrivant la variation des vitesses des réactions chimiques à une variation de température. k , la constante de vitesse (s⁻¹), est reliée à la température et à l'énergie d'activation (quantité d'énergie minimale pour amorcer une réaction chimique) à travers la réaction suivante (loi d'Arrhenius, Eq. 3) :

$$k = Ae^{-\frac{Ea}{RT}} \text{ (Eq. 3)}$$

Où A est une constante (s⁻¹), R la constante des gaz parfait exprimée en J K⁻¹ mol⁻¹, T la température en Kelvin, et Ea l'énergie d'activation en J mol⁻¹.

Ea peut être considérée comme indépendante de la température pour des gammes de températures restreintes (Aquilanti et al., 2010; Laidler, 1984). Ainsi, le rapport des constantes de réaction pour deux températures différentes (10° d'écart) peut être exprimé de la façon suivante (Eq. 4) :

$$\frac{k_2}{k_1} = e^{\left(-\frac{Ea}{R} \left(\frac{T_1 - T_2}{T_1 * T_2}\right)\right)} \text{ (Eq. 4)}$$

D'autre part, le paramètre Q₁₀ est exprimé selon la formule suivante :

$$Q_{10} = \frac{k_2}{k_1} \left(\frac{10}{T_2 - T_1}\right) \text{ (Eq. 5)}$$

Où k_1 et k_2 sont les constantes de vitesse de réaction aux températures T_1 et T_2 .

Si $T_2 = T_1 + 10$ alors $k_2 = k_1 \times Q_{10}$. L'équation permettant d'obtenir le Q₁₀ peut alors s'écrire de la façon suivante :

$$Q_{10} = e^{\left(\frac{Ea}{R} \left(\frac{10}{T * (T + 10)}\right)\right)} \text{ (Eq. 6)}$$

Par ailleurs, les flux de GES (mol m⁻² s⁻¹) ont la dimension d'une vitesse de réaction (s⁻¹) multipliée par une quantité de MO par unité de surface. En modélisant les flux de GES avec la loi d'Arrhenius on obtient (Eq. 7) :

$$F_{GES} = Ke^{-\frac{Ea}{RT}} \text{ (Eq. 7)}$$

Où K est une variable qui dépend de la quantité de MO par unité de surface et du facteur pré-exponentiel A. En appliquant le logarithme népérien à cette équation (Eq. 7), on en déduit l'équation 8 de la forme $y = ax + b$:

$$\ln(F_{GES}) = -\frac{Ea}{R} * \frac{1}{T} + \ln(K) \text{ (Eq. 8)}$$

Représenter graphiquement, $\ln(F_{GES})$ en fonction de $1/T$ permet de calculer le terme $-\frac{Ea}{R}$ (pente de la régression linéaire), permettant ensuite d'extraire la valeur de Ea puis de calculer le Q_{10} . Le Q_{10} a été calculé entre 0 et 10°C et entre 10 et 20°C. Une fois l'Ea et la constante K déterminées, il est alors possible de modéliser les flux de GES en utilisant l'équation 7 (Sakho, 2020).

3.1.1.2 Application et résultats

Comme la production de CH_4 est positivement corrélée à la température du niveau anaérobie (Dunfield et al., 1993; Lai, 2009; Stępniewska et Goraj, 2014), la température du sol mesurée à 60 cm de profondeur au bout de la plateforme scientifique a été utilisée. La température à 25 cm de profondeur permet d'observer les mêmes contrastes, mais le R^2 de la relation $\ln(FCH4)$ en fonction de $1/T$ est légèrement moins bon (R^2 moyen \pm écart type pour les 6 placettes : $T60 = 0,5 \pm 0,17$; $T25 = 0,46 \pm 0,21$).

Pour le FCH4, les valeurs d'Ea sont comprises entre 100,7 et 159,8 $KJ mol^{-1}$ et ne montrent pas d'effet WET-DRY (Figure 139 ; Tableau 6). L'effet OTC est contrasté. Les placettes OTC H2 et H12 ($\sim 155 KJ mol^{-1}$) montrent des valeurs plus fortes d'Ea comparées aux placettes Control C1 et C11 ($\sim 120 KJ mol^{-1}$). A l'inverse, Ea est plus faible pour la placette H8 (100,7 $KJ mol^{-1}$) comparée à la placette C7 (118,8 $KJ mol^{-1}$).

Tableau 6 : Tableau récapitulatif de l'analyse de la sensibilité à la température (60 cm de profondeur) des FCH4 pour chaque placette. Ea est l'énergie d'activation apparente et Q_{10} est le Q_{10} apparent. Placettes WET : H12 et C11 ; placettes INTER : H8 et C7, et placettes DRY : H2 et C1. Les placettes C11, C7, et C1 sont les placettes Control tandis que les placettes H12, H8, et H2 sont les placettes OTC.

	slope	intercept	R ²	p-value	Ea (KJ mol ⁻¹)	Q ₁₀ (0-10°C)	Q ₁₀ (10-20°C)
H12	-19227,1	63,6	0,66	2,8E-06	159,8	12,0	10,1
C11	-14476,2	47,2	0,57	1,4E-05	120,3	6,5	5,7
H8	-12116,8	39,0	0,58	1,5E-06	100,7	4,8	4,3
C7	-14292,1	46,5	0,59	1,7E-05	118,8	6,3	5,6
H2	-18413,5	59,4	0,36	5,5E-04	153,0	10,8	9,2
C1	-14660,9	45,9	0,22	9,9E-03	121,8	6,7	5,8

La modélisation de FCH4 en utilisant l'Ea précédemment calculée permet de simuler convenablement les flux : le R^2 pour chaque placette est d'environ 0,5 hormis pour la placette H2 où le R^2 est de 0,22, probablement à cause de deux mesures de flux ($> 40 nmol m^{-2} s^{-1}$) plus élevées que l'ensemble des autres flux ($< 20 nmol m^{-2} s^{-1}$, Figure 140).

PARTIE IV : Contraintes temporelles et spatiales sur les échanges verticaux de GES entre la tourbière et l'atmosphère

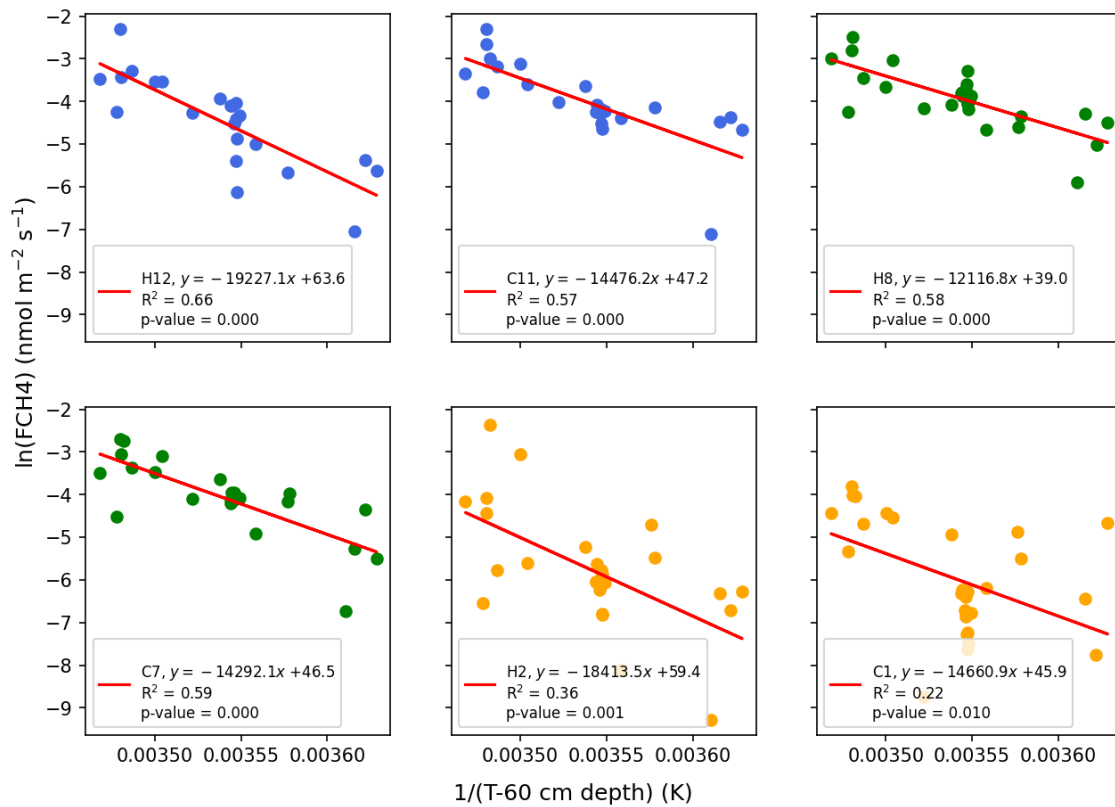


Figure 139 : $\ln(\text{FCH}_4)$ en fonction de $1/\text{T}-60 \text{ cm}$ de profondeur pour les différentes placettes étudiées. L'équation de droite, le R^2 et la $p\text{-value}$ sont associés à la régression linéaire tracée à partir du nuage de point.

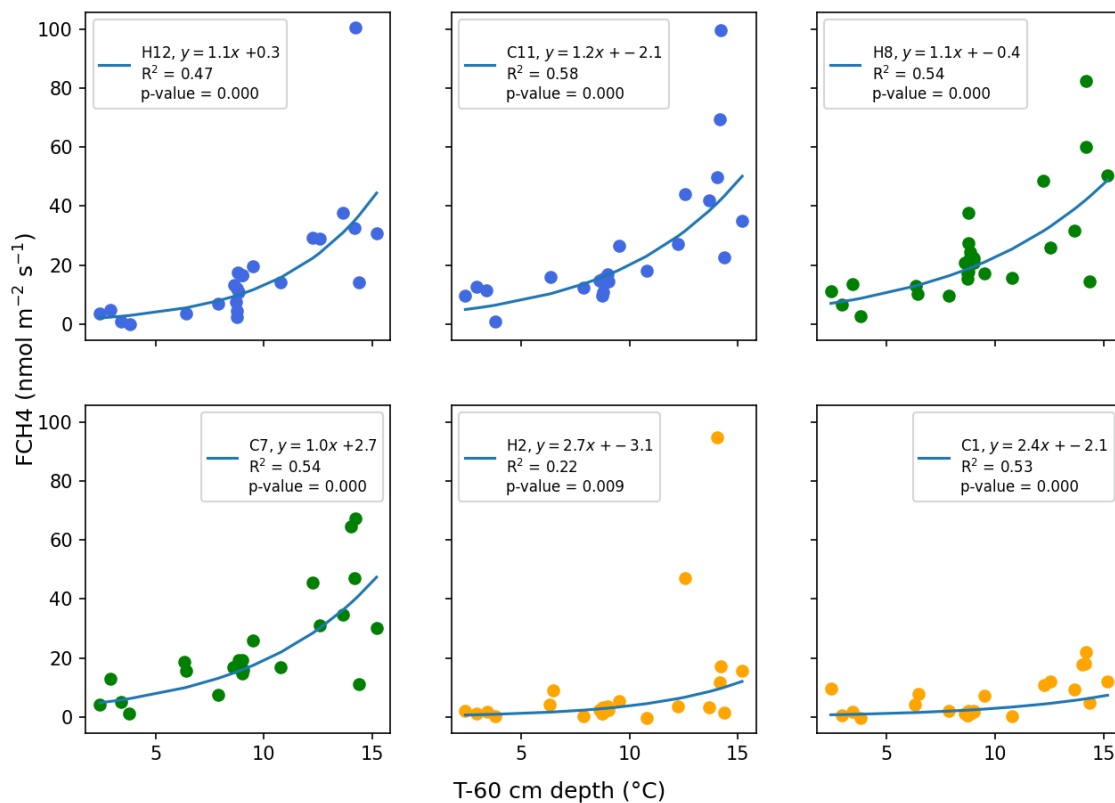


Figure 140 : FCH_4 (nmol m⁻² s⁻¹) en fonction de la température du sol mesurée à 60 cm de profondeur (°C). La courbe tracée correspond à la modélisation de FCH_4 à partir de la relation exponentielle qu'entretient le flux avec l'Énergie d'activation.

PARTIE IV : Contraintes temporelles et spatiales sur les échanges verticaux de GES entre la tourbière et l'atmosphère

Pour la Reco, les valeurs de Q_{10} apparent (0-10°C) varient entre 2,1 et 3,9. Les valeurs d'Ea sont comprises entre 46,2 et 87,8 KJ mol^{-1} (Figure 141, Figure 142, Tableau 7). Les résultats permettent de distinguer un contraste entre la zone DRY (H2 et C1, Ea de 46,2 et 46,8 KJ mol^{-1}) et les placettes des zones INTER et WET (C7, H8, C11 et H12, Ea entre 58,0 et 87,8 KJ mol^{-1}) tandis que l'effet OTC n'est pas détectable.

Tableau 7 : Tableau récapitulatif de l'analyse de la sensibilité à la température (air de chaque placette) des flux de Reco pour chaque placette.

	slope	intercept	R ²	p-value	Ea (KJ mol^{-1})	Q ₁₀ (0-10°C)	Q ₁₀ (10-20°C)
H12	-9199,2	31,0	0,56	3,9E-05	76,4	3,3	3,0
C11	-7703,5	26,3	0,55	3,4E-05	64,0	2,7	2,5
H8	-6981,7	24,1	0,64	2,1E-07	58,0	2,5	2,3
C7	-10563,8	36,0	0,46	5,1E-04	87,8	3,9	3,6
H2	-5561,5	19,1	0,40	2,2E-04	46,2	2,1	2,0
C1	-5567,0	19,5	0,56	5,0E-06	46,3	2,1	2,0

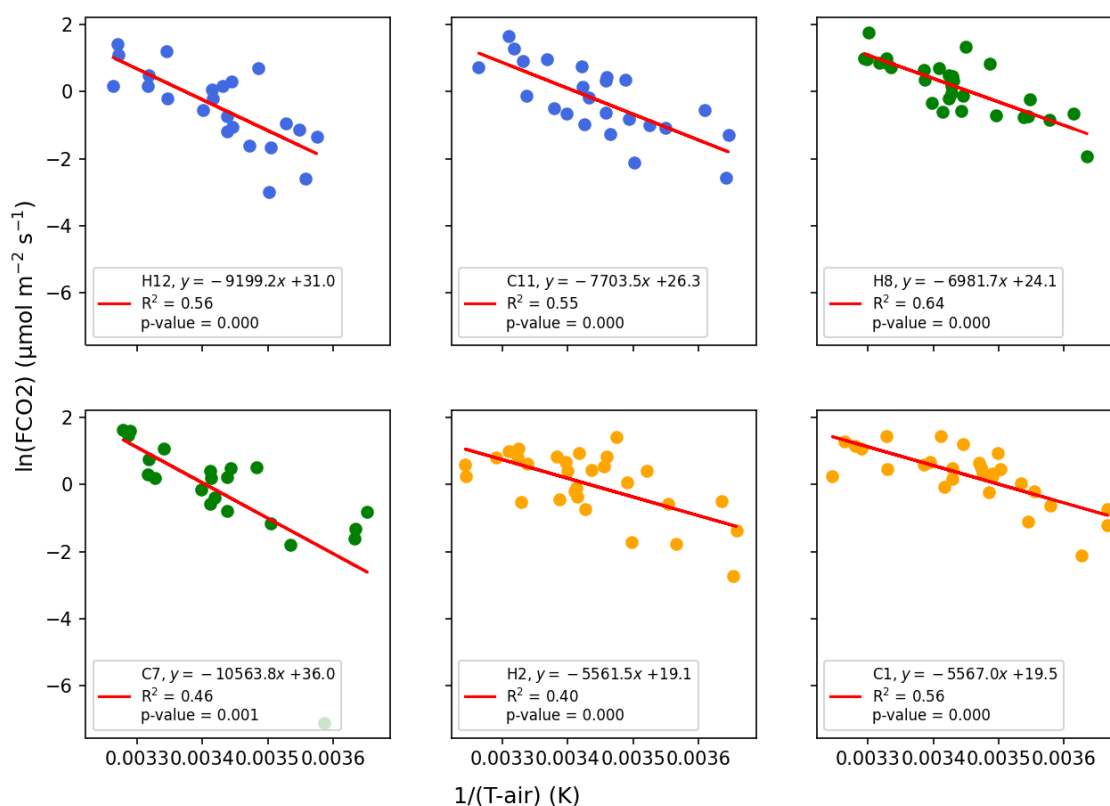


Figure 141 : Ln(Reco) en fonction de 1/T-air pour les différentes placettes étudiées. L'équation de droite, le R² et la p-value sont associés à la régression linéaire tracée à partir du nuage de point.

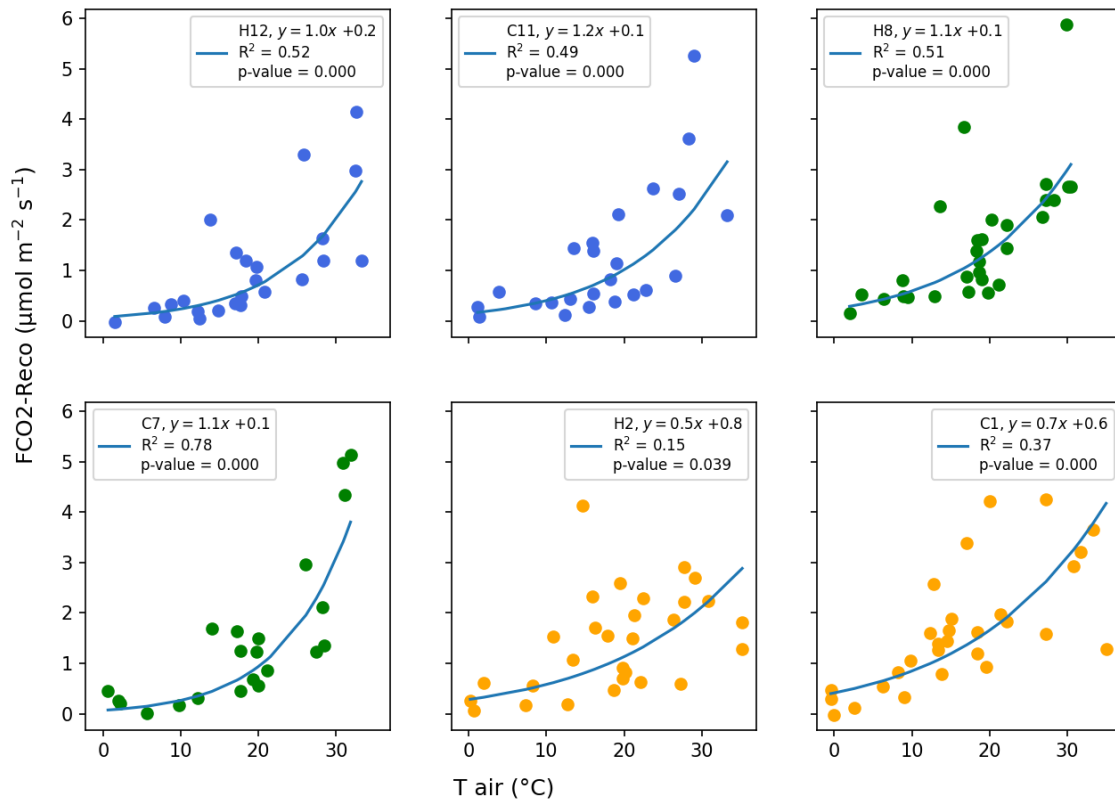


Figure 142 : Reco ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de la température de l'air dans la placette ($^{\circ}\text{C}$). La courbe tracée correspond à la modélisation de Reco à partir de la relation exponentielle qu'entretient le flux avec l'Energie d'activation.

3.1.2 Sensibilité des flux à l'effet combiné de la température et de la WTD : application du modèle de Bortoluzzi

3.1.2.1 Principe

Les mesures de FCH₄ et de Reco sont sensibles à la fois à la température et aux conditions hydrologiques (Lai, 2009; Leroy et al., 2019; Limpens et al., 2008). Dans ce contexte, il apparaît qu'une généralisation de la sensibilité des flux aux variables température et WTD puisse permettre d'extrapoler nos observations.

Pour cela, la formule empirique développée par Bortoluzzi et al. (2006) pour la Reco (Eq. 9) a été adaptée pour le FCH₄ (Eq. 10) :

$$F_{(CO_2-reco)} = \left(a * \frac{WTD}{WTD_{ref}} + b \right) * \left(\frac{T_{air} - T_{min}}{T_{ref} - T_{min}} \right)^c \quad (\text{Eq. 9})$$

$$F_{(CH_4)} = \left(a * \frac{WTD}{WTD_{ref}} + b \right) * \left(\frac{T_{sol} - T_{min}}{T_{ref} - T_{min}} \right)^c \quad (\text{Eq. 10})$$

Pour les équations 9 et 10, a, b, et c sont des paramètres empiriques. Le paramètre « a » de l'équation traduit la sensibilité aux variations de WTD tandis que le paramètre « c » traduit la sensibilité des flux aux variations de températures. WTD_{ref} correspond à une valeur constante, la WTD maximum mesurée sur la période de l'étude, ici -30 cm. Les valeurs de T_{ref} et T_{min} (15 et -5°C, pour l'équation 9 ; Bortoluzzi et al., 2006) ne permettent pas de simuler correctement les FCH₄ observés. L'équation de Bortoluzzi a donc été adaptée avec des valeurs de 35 et 0°C pour T_{ref} et T_{min}, respectivement. T_{air} dans l'équation 10 est remplacée par la température du sol mesurée à 60 cm de profondeur.

Afin de déterminer les valeurs des paramètres a , b , et c des équations 26 et 27, celles-ci ont été appliquées pour chaque mesure de flux avec à chaque itération une combinaison différente des trois paramètres (166375 itérations). L'intervalle de valeurs pour les paramètres a , b , et c a été contraint en se basant sur un intervalle de valeur intégrant celles obtenues par Leroy et al. (2019) et Bortoluzzi et al. (2006). Ensuite, le R^2 et le NRMSE ont été calculés entre les valeurs de chaque simulation et les valeurs mesurées. Les paramètres a , b , et c de la meilleure simulation ont été conservés. La WTD mesurée dans la placette C4 a été utilisée pour les placettes DRY tandis que celle mesurée dans la placette C9 a été utilisée pour la zone WET-INTER.

3.1.2.2 Application et résultats

Pour le FCH₄, le paramètre « a » est compris entre 0 et 0,2, suggérant que l'influence de la variabilité de la WTD pour une même placette est faible. Au contraire, le paramètre « c » traduisant la sensibilité à la température s'avère sensible au gradient WET-DRY. « c » varie de 2 à 2,1 pour la zone WET, est égal à 1,8 pour la zone INTER, et varie de 3,4 à 3,6 pour la zone DRY (Tableau 8).

Tableau 8 : Paramètres a , b et c de l'équation de Bortoluzzi -adaptée pour les FCH₄ pour chaque placette ainsi que le R^2 et le NRMSE calculé à partir des données mesurées et modélisées.

	R^2	NRMSE	a	b	c
H12	0,54	0,77	0,2	0,1	2,0
C11	0,58	0,56	0,2	0,2	2,1
H8	0,52	0,48	0,0	0,2	1,8
C7	0,54	0,50	0,0	0,2	1,8
H2	0,23	1,94	0,1	0,4	3,4
C1	0,57	0,77	0,0	0,3	3,6

Pour la Reco, les paramètres a , b , et c calculés avec l'équation de Bortoluzzi (Eq. 9) pour chaque placette ainsi que les critères d'évaluation (R^2 , NRMSE) de la relation entre les flux mesurés et modélisés sont présentés dans le Tableau 9. Le paramètre « a » est nul pour les placettes C11, H8, et H2, indiquant que les variations de WTD n'améliorent pas le modèle par rapport à l'usage seul de la température. Néanmoins ce dernier est de 1,3 pour la placette H12. En ce qui concerne le paramètre « c », un contraste est observable entre les placettes DRY (≤ 1) et les placettes WET-INTER (entre 2 et 3,2). La plus forte sensibilité à la température des placettes WET-INTER mise en évidence avec l'équation de Bortoluzzi est similaire à celle mise en évidence avec le calcul du Q_{10} apparent (voir section précédente). La Figure 143 illustre pour la placette H12 les résultats de la modélisation des flux de Reco avec l'équation de Bortoluzzi. Une figure similaire pour les cinq autres placettes est disponible en Annexe 16

Tableau 9 : Paramètres a , b et c de l'équation de Bortoluzzi pour le flux de Reco de chaque placette ainsi que le R^2 et le NRMSE calculés à partir des données mesurées et modélisées.

	R^2	NRMSE	a	b	c
H12	0,85	0,38	1,3	0,1	2,0
C11	0,51	0,67	0,0	0,8	2,3
H8	0,60	0,50	0,0	1,0	2,0
C7	0,82	0,40	0,4	0,3	3,2
H2	0,40	0,55	0,0	1,3	0,7
C1	0,60	0,46	0,7	1,3	0,9

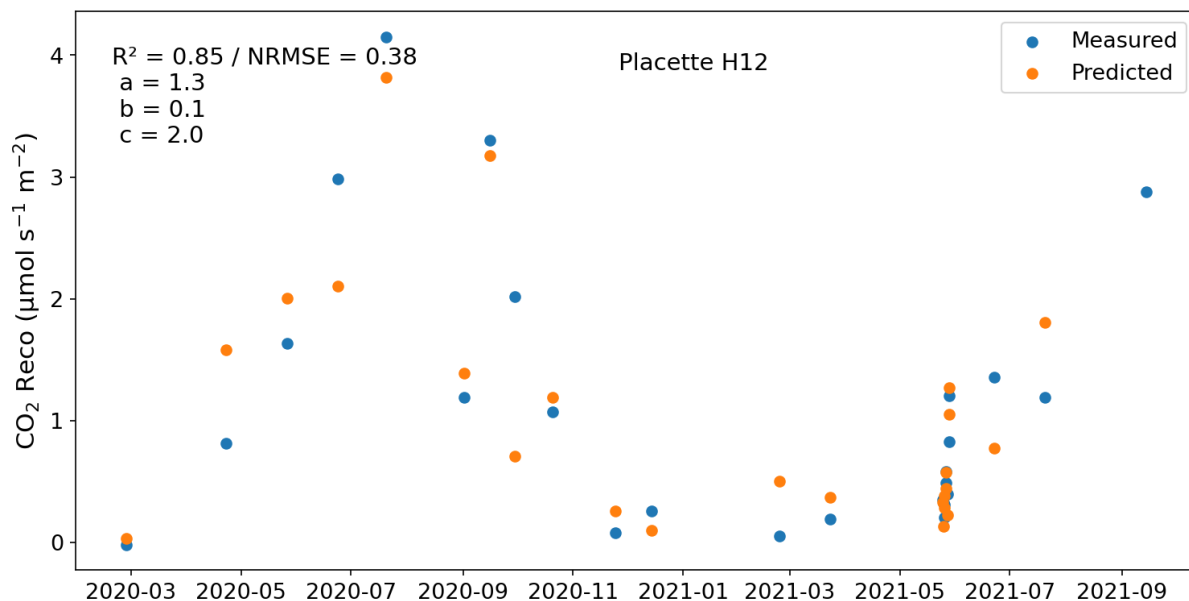


Figure 143 : Comparaison des flux de Reco mesurés et modélisés avec l'équation de Bortoluzzi pour la placette H12.

3.2 Effet OTC

Entre chaque paire de placette OTC et Control, les FCH4 ne sont pas significativement différents (p -value $> 0,05$; Figure 144). De manière similaire au FCH4, entre chaque paire de placette OTC et Control les flux de Reco ne sont pas significativement différents (p -value $> 0,05$; Figure 145). Néanmoins, la médiane des flux de Reco dans la placette H8 ($1,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) est plus importante que celle de la placette C7 ($1,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; Figure 145). En ce qui concerne les flux de GPP, pour les échantillons WET-INTER, la superposition des courbes de saturation de la GPP en réponse à l'augmentation du PPFD montre que la GPP mesurée dans les placettes Control est légèrement plus importante que dans les placettes OTC (intersection des intervalles de confiance pour des valeurs de PPFD en dessous de $1300 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; Figure 146). Le fait que les intervalles de confiance se chevauchent suggère que cette différence n'est pas significative. En revanche, la Figure 146 montre que la relation GPP-PPFD est davantage sensible au contraste interannuel (*i.e.* hydrométéorologique) évoqué dans la section 3.4. En effet, l'intervalle de confiance autour des courbes ne se chevauche pas entre les placettes OTC-2021 et OTC-2020 d'une part, et les placettes Control-2021 et Control-2020 d'autre part (Figure 146). Pour la zone DRY, en 2020 comme en 2021 les flux de GPP sont plus importants dans la placette Control (C1 ; $GPP_{\text{max}} = -3,8$ et $-14,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivement) que dans la placette OTC (H2 ; $GPP_{\text{max}} = -3,4$ et $-6,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivement ; Figure 147). Ce contraste est seulement significatif en 2021.

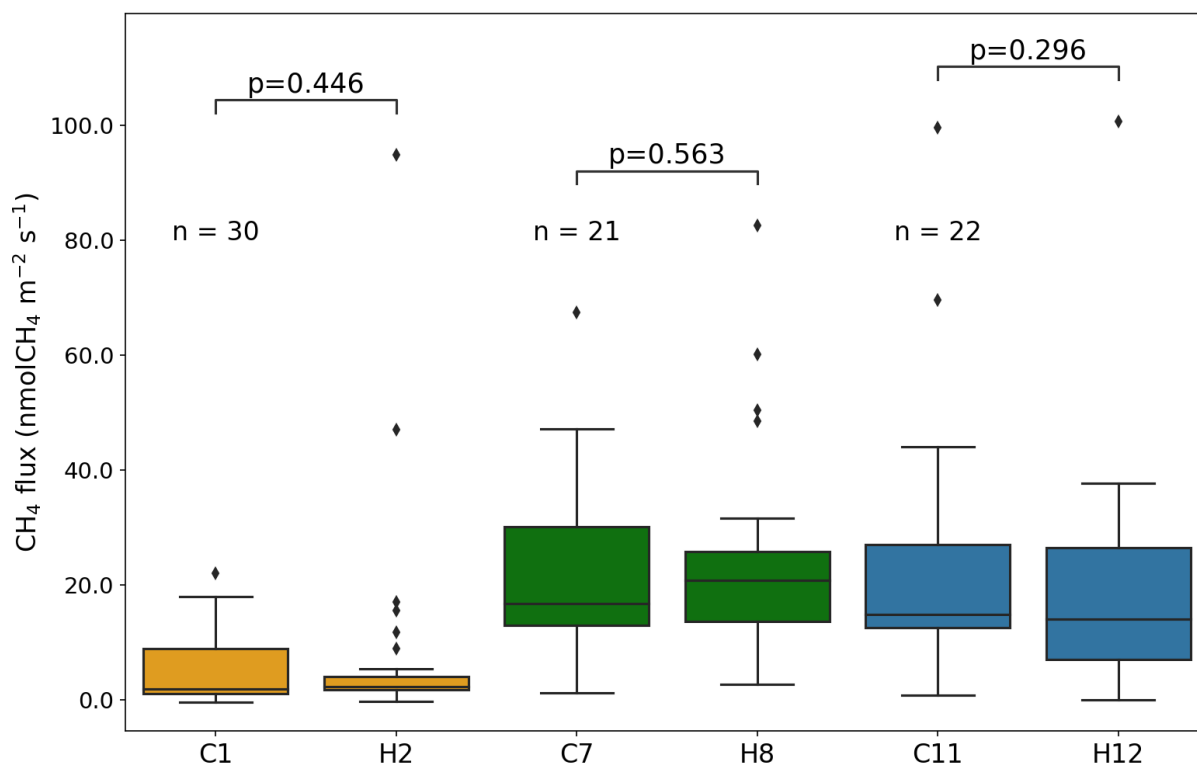


Figure 144 : Boîtes à moustaches des FCH₄ pour chaque placette. La p-value indiquée correspond au T-test car les échantillons suivent une distribution normale.

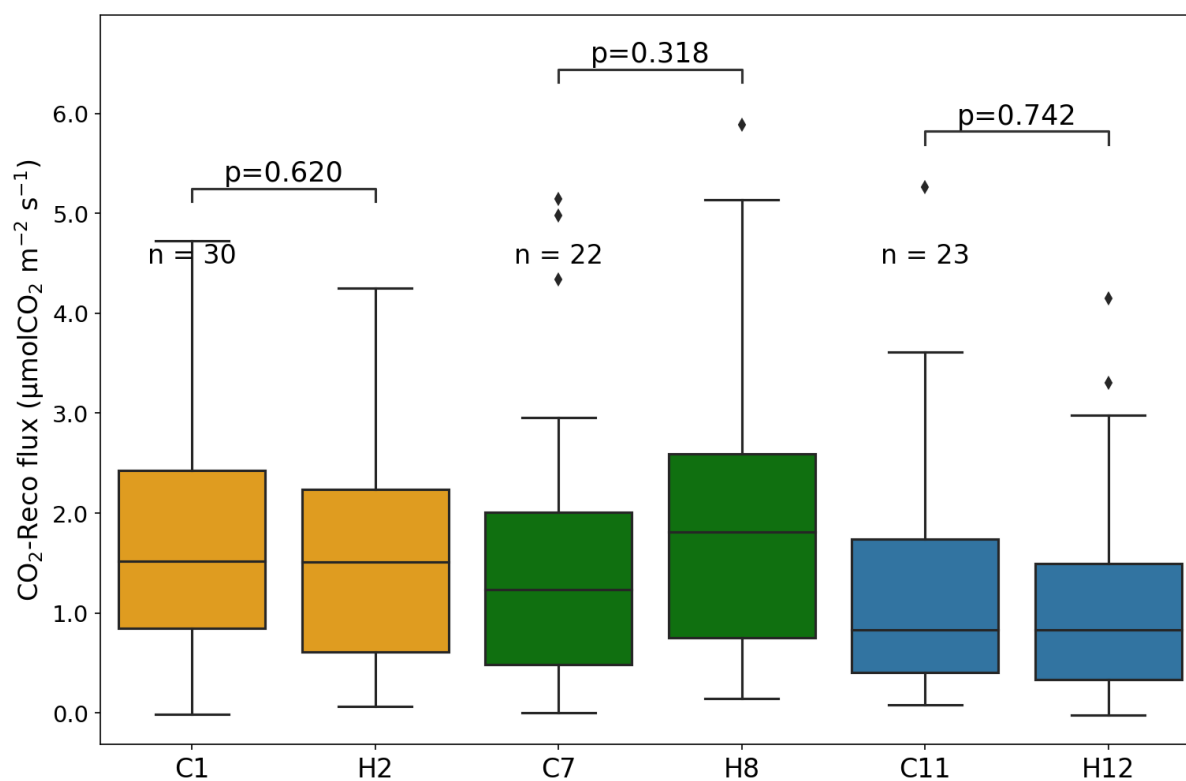


Figure 145 : Boîtes à moustaches des flux de Reco pour chaque placette. La p-value indiquée correspond au test de Wilcoxon Mann-Whitney car les échantillons ne suivent pas une distribution normale.

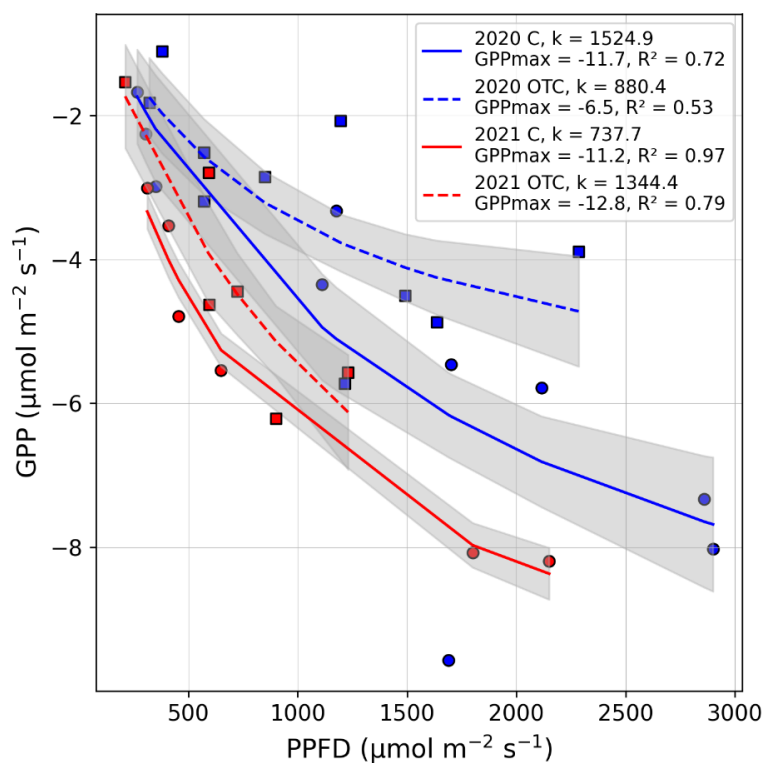


Figure 146 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons WET-INTER de Juin à Octobre 2020 et 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis-Menten (Eq. 2). « 2020 C » et « 2021 C » correspondent aux placettes Control C7 et C11. « 2020 OTC » et « 2021 OTC » correspondent aux placettes OTC H8 et H12.

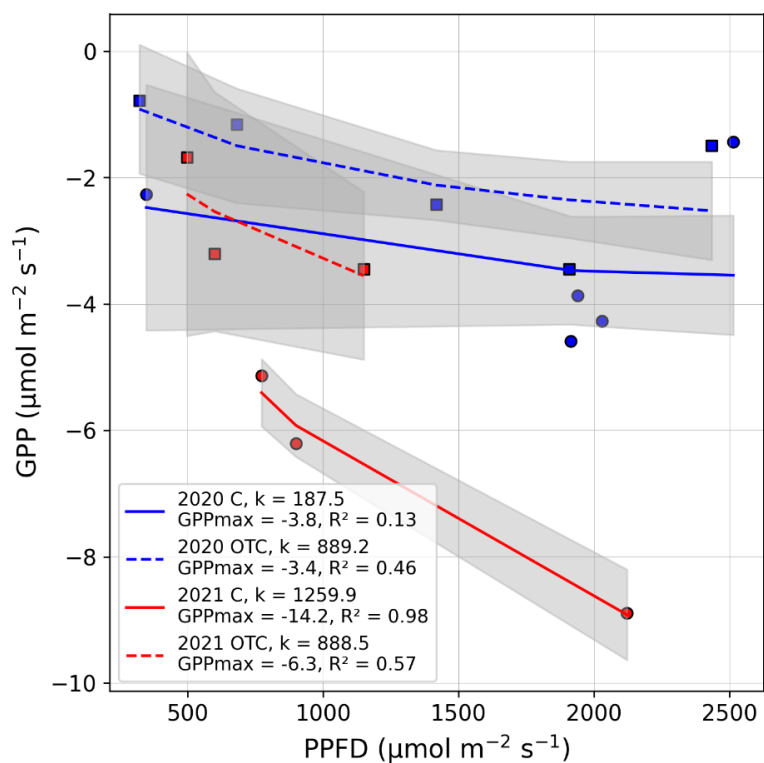


Figure 147 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons DRY de Juin à Octobre 2020 et 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis-Menten (Eq. 2). « 2020 C » et « 2021 C » correspondent à la placette Control C1. « 2020 OTC » et « 2021 OTC » correspondent à la placette OTC H2.

Le fait qu'il n'y ait pas d'effet OTC mis en évidence pour les FCH₄ peut être expliqué par l'impact des OTC sur la température du sol, là où le CH₄ est produit. En effet, bien que les OTC augmentent ponctuellement la température de l'air, ces derniers ne semblent pas induire d'augmentation de la température du sol. Li et al. (2021a) ont néanmoins observé un effet positif d'OTC sur la température du sol jusqu'à 15 cm de profondeur, mais il s'agit d'une étude en mésocosme, ne permettant pas de reproduire l'ensemble des transferts de chaleur rencontrés sur une tourbière. Au Forbonnet, Delarue et al. (2011a) ne mesurent pas de différence significative de température à 7 cm de profondeur entre placettes OTC et Control. De plus, plusieurs études montrent même que la température du sol en surface dans les placettes OTC peut diminuer à cause de l'augmentation de la perte d'énergie par chaleur latente (Dabros et al., 2010; Górecki et al., 2021; Johnson et al., 2013). Ainsi, de manière similaire à ce travail, Johnson et al. (2013), dans une tourbière au climat tempéré froid n'ont pas observés de contrastes OTC-Control. Ces auteurs font l'hypothèse que la température du sol où la MO est transformée en CH₄ n'augmente pas suffisamment pour accentuer la production de CH₄.

En ce qui concerne les flux de Reco, le fait qu'il n'y ait pas d'impact significatif de l'effet OTC peut être expliqué par la variabilité temporelle (conditions météorologiques) de celui-ci sur la température de l'air (Tableau 5). Enfin, pour chaque période Juin-Septembre (2020 et 2021), les flux de GPP sont légèrement supérieurs pour les placettes Control (seulement significatif pour la zone DRY en 2021, Figure 147). Ce résultat est contradictoire avec une étude en mésocosme de Li et al. (2021a) qui mesurent une GPP significativement plus importante dans des placettes OTC. Ainsi, nos résultats convergent davantage vers les observations de Johnson et al. (2013) et Mäkiranta et al. (2018). Dans ces deux études, où il s'agit de tourbières en climat tempéré froid et boréal, les auteurs n'observent pas d'impact significatif d'un réchauffement passif sur les flux de GPP, et la production de biomasse, respectivement. Ainsi, (1) l'effet OTC contrasté sur la température du sol et de l'air, (2) la variabilité temporelle de l'effet OTC, et (3) l'hétérogénéité des placettes (densité et type de végétaux) sont des facteurs pouvant expliquer pourquoi dans ce travail l'effet OTC n'est pas significatif en ce qui concerne les échanges de GES entre la tourbière et l'atmosphère. Afin de réduire l'incertitude concernant l'hétérogénéité des placettes, le suivi d'un plus grand nombre de placettes permettrait de mieux contraindre l'effet OTC du point de vue des contrastes de végétations/WTD induits par ce dernier.

3.3 Influence significative du gradient WET-DRY

Pour le FCH₄, le flux moyen sur l'ensemble des mesures est significativement supérieur (p-value < 0,05) pour la zone WET/INTER (médiane = 17,9 et 17 nmol m⁻² s⁻¹) comparé à la zone DRY (médiane = 3,4 nmol m⁻² s⁻¹, Figure 148). Les FCH₄ entre la zone INTER et WET ne sont pas significativement différents (p-value > 0,05). Cette comparaison est basée seulement sur les campagnes où les mesures dans les 6 placettes ont été validées. Les mesures de FCH₄ issues de ce travail sont comparables avec celles réalisées sur la plateforme scientifique en Juin 2010 (Figure 131 ; Données non publiées : LPC2E-CNRS, Christophe Guimbaud, Stéphane Chevrier, et Gilles Challumeau). Ces mesures, réalisées entre 8h et 16h le 30 Juin 2010 sur les placettes C1, C5, C7, et C11 montrent également de fortes disparités spatiales. Le contraste entre la placette C1 et la placette C7 (13 et 43 nmol m⁻² s⁻¹) est similaire à celui calculé sur les campagnes de juin 2020 et 2021 (en moyenne 11,3 et 38 nmol m⁻² s⁻¹). Les FCH₄ mesurés sur la placette C11 en 2010 (16 nmol m⁻² s⁻¹) sont en revanche 50 % plus faibles comparés à ceux mesurés sur C11 en Juin 2020 et 2021 (moyenne de 31,1 nmol m⁻² s⁻¹). Cependant, sur le cycle diurne complet (24 heures) des mesures réalisées en 2010 (respectivement 16, 13, 12 et 19 mesures), la placette C11 est celle dont le flux moyen est le plus important, 76 nmol m⁻² s⁻¹, contre 36, 59, et 61 nmol m⁻² s⁻¹ pour les placettes C1, C5, et C7. De plus, il apparaît que ce gradient écohydrologique est représentatif des différentes périodes hydrométéorologiques étudiées dans la section suivante (Figure 149).

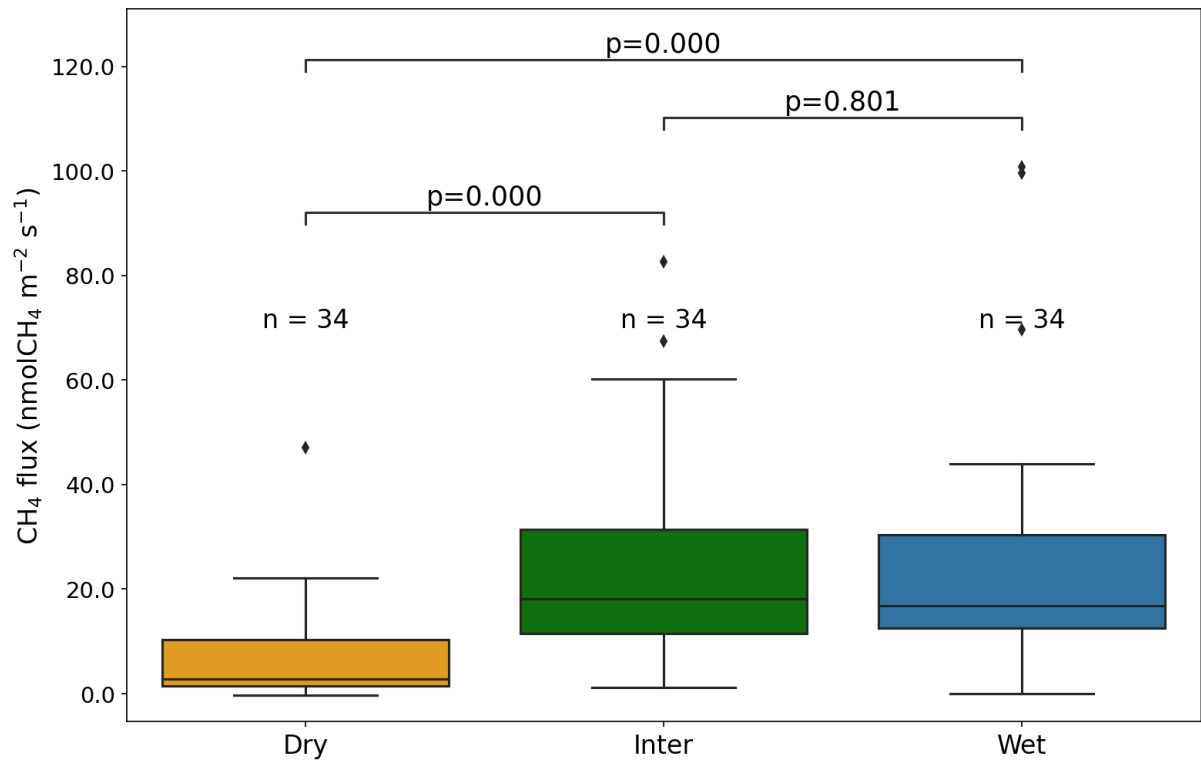


Figure 148 : Boîtes à moustaches des FCH₄ pour chaque condition écohydrologique. La p-value indiquée correspond au test de Wilcoxon Mann-Whitney car les échantillons ne suivent pas une distribution normale.

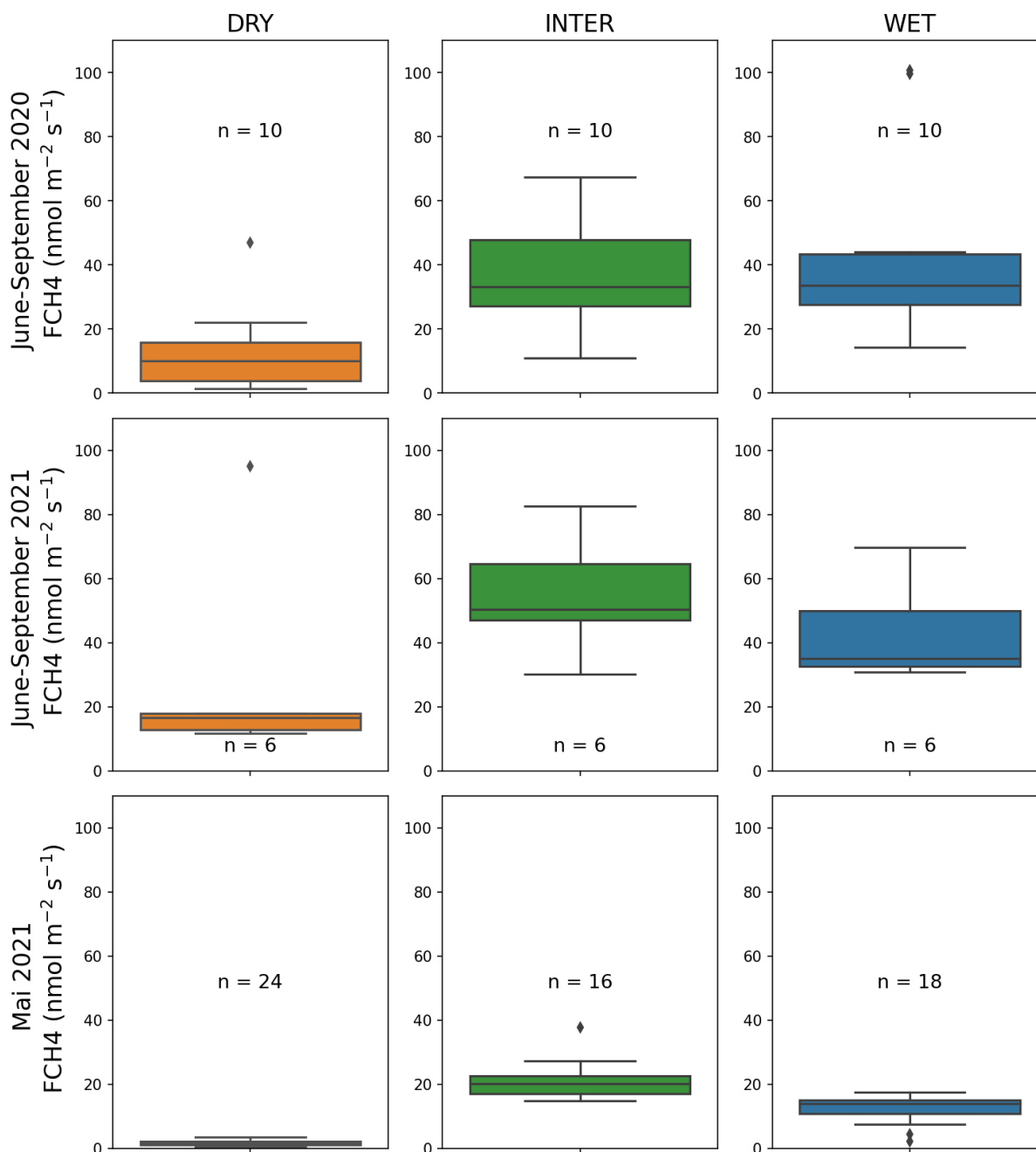


Figure 149: Boîtes à moustaches des FCH4 pour chaque condition échohydrologique (WET, INTER, DRY) et chacune des 3 périodes hydrométéorologiques contrastées (estivale « sèche » ; estivale « humide » ; et printemps « très humide ») investiguées dans la section suivante. Pour la période Mai 2021 (printemps « très humide »), comme les conditions hydrométéorologiques sont restées relativement constantes l'ensemble des mesures a été utilisé.

Pour les flux de Reco, la médiane des flux pour les zones DRY ($1,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et INTER ($1,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) est plus importante que celle de la zone WET ($1,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) bien que les différences ne soient pas significatives ($p\text{-value} > 0,05$; Figure 150). De la même manière que pour le FCH4, cette comparaison est basée seulement sur les campagnes où les mesures dans les 6 placettes ont été validées. De plus, il apparaît que le gradient échohydrologique est contrasté entre les différentes périodes hydrométéorologiques. Alors qu'il n'y a pas de différence significative lors de la période estivale sèche, les flux de Reco sont significativement plus importants dans la zone DRY que dans la zone WET ($p\text{-value} < 0,05$) lors des périodes estivale humide et printanière très humide (Figure 151).

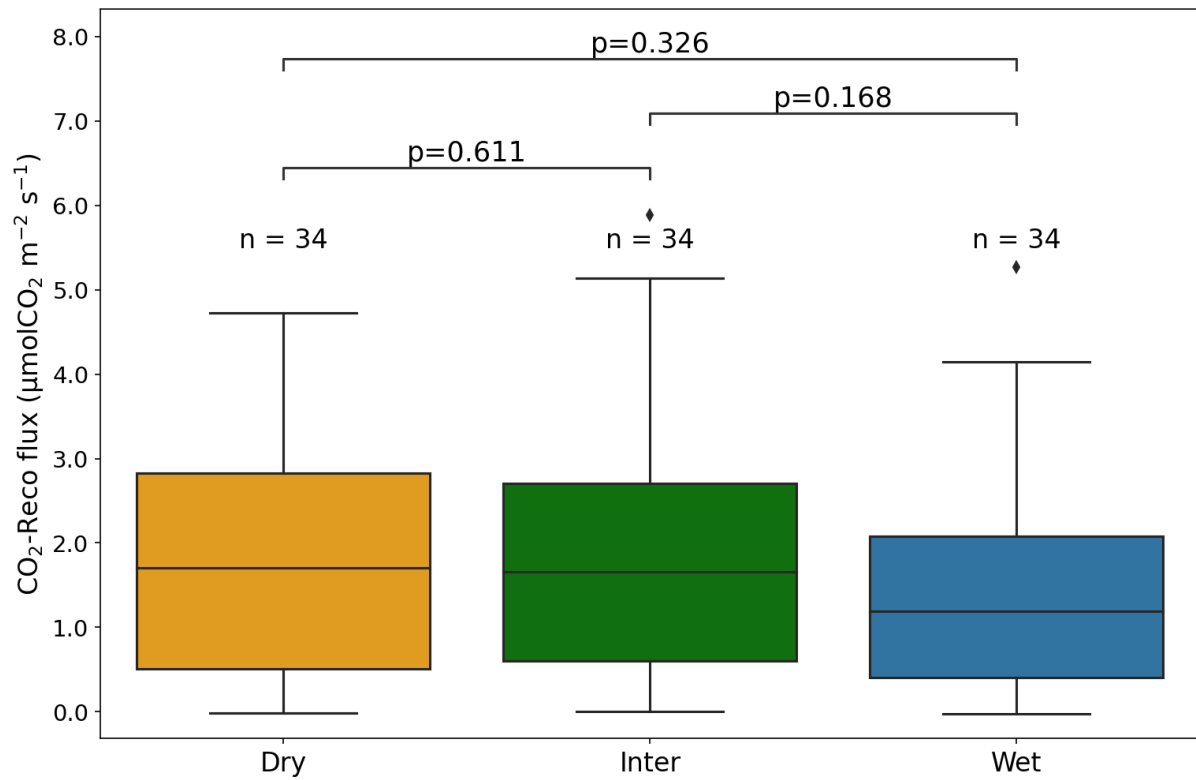


Figure 150 : Boîtes à moustaches des flux de Reco pour chaque condition échohydrologique. La p-value indiquée correspond au test de Wilcoxon Mann-Whitney car les échantillons ne suivent pas une distribution normale.

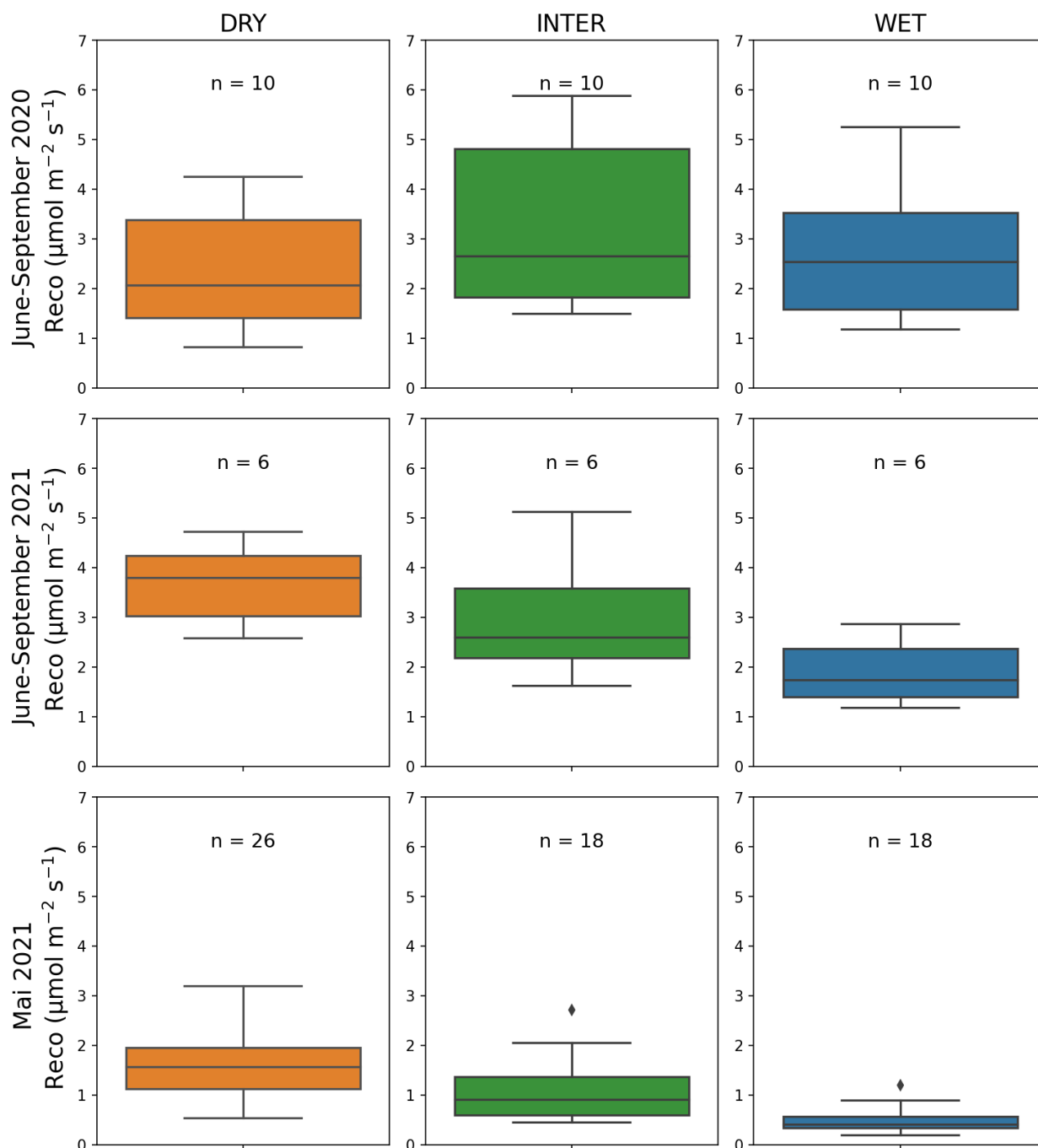


Figure 151 : Boîtes à moustaches des flux de Reco pour chaque condition écohydrologique (WET, INTER, DRY) et chacune des 3 périodes hydrométéorologiques contrastées (estivale « sèche » ; estivale « humide » ; et printemps « très humide ») investiguées dans la section suivante. Pour la période Mai 2021 (printemps « très humide »), comme les conditions hydrométéorologiques sont restées relativement constantes l'ensemble des mesures ont été utilisées.

Pour les gammes de PPFD similaires ($1000-2000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) les valeurs de GPP sont plus élevées dans la zone WET-INTER (principalement comprises entre -4 et $-8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) que dans la zone DRY (principalement comprises entre -2 et $-5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) hormis pour la placette C1 en 2021 (zone DRY, période estivale humide) où la GPP atteint $-8,9 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 146 et Figure 147).

Les plus forts FCH₄ dans la zone WET-INTER traduisent un effet écohydrologique (Figure 148). La saturation en eau plus importante du milieu dans la zone WET peut à la fois limiter l'oxydation, en réduisant l'épaisseur de compartiment aérobie, et réciproquement favoriser la production de CH₄, en augmentant l'épaisseur du compartiment anaérobie (Lhosmot et al., 2022b). En effet, la relation positive entre les émissions de CH₄ et la hauteur de la nappe d'eau a été observée dans de nombreuses études (Abdalla et al., 2016; Lai, 2009; Moore et Knowles, 1989; Turetsky et al., 2014). Malgré une profondeur de nappe plus importante dans la zone DRY, la prépondérance de plantes vasculaires pourrait favoriser les émissions de CH₄ comme cela a pu être montré dans d'autres tourbières (Greenup et al., 2000; Leroy et al., 2017; Waddington et al., 1996). Cet effet serait la conséquence de la présence de tissus aérénchymes permettant de transférer le CH₄ des niveaux aérobies vers l'atmosphère sans se faire oxyder dans les niveaux aérés de tourbe (Frenzel et Karofeld, 2000; Lai, 2009) et de la production de matière organique labile, transférée au niveau des racines, qui sert de substrat à la méthanogenèse (Ström et al., 2003; Waldo et al., 2019). La comparaison des FCH₄ selon le gradient WET-DRY montre que l'effet de la WTD semble être prépondérant vis-à-vis de l'effet potentiel des plantes vasculaires sur les FCH₄. De manière similaire, Johnson et al. (2013) ont observé des émissions plus faibles de CH₄ dans les zones les plus sèches (hummocks). De plus, les FCH₄ sont très variables spatialement : sur une dizaine de mètre seulement, les flux sont multipliés par 5. Cette forte variabilité montre que des changements de conditions écohydrologiques sont susceptibles d'impacter considérablement les échanges de CH₄ à l'interface tourbière-atmosphère.

Cependant, l'effet du gradient WET-DRY mis en évidence pour les FCH₄ n'a pas été observé au niveau de la sensibilité apparente des FCH₄ à des variations de température (Q_{10} et E_a apparents ; Figure 139), indiquant que cette sensibilité est surtout dépendante de l'échelle locale. Le Q_{10} et l' E_a apparents sont ici calculés pour le flux net de CH₄ entre la tourbière et l'atmosphère. Ainsi, le Q_{10} et l' E_a ne permettent pas de distinguer la proportion respective de la production et de l'oxydation de CH₄ qui sont des processus indépendants répondant à de multiples paramètres tels que la température, la WTD, ou encore du type de végétation (Dunfield et al., 1993; Greenup et al., 2000; Lai, 2009; Raghoebarsing et al., 2005). De plus, les deux principaux métabolismes de production du CH₄, acétoclastique et hydrogénotrophique, requièrent une quantité d'énergie différente, respectivement 49 et 195,2 KJ mol⁻¹ (Beer et Blodau, 2007). Ainsi, l'absence d'un effet du gradient WET-DRY et d'un effet OTC pour le Q_{10} et l' E_a apparents reflète probablement des contrastes liés aux microsites, e.g. l'influence des plantes sur la qualité de la MO produite, les processus de transfert, l'oxydation du CH₄, et l'influence des voies métaboliques de production de CH₄. Par exemple, Lupascu et al. (2012), avec des données de production de CH₄, ont mis en évidence que la dégradation de la MO (production de CH₄) constituée de sphaignes est nettement plus sensible à une augmentation de température que celle formée de plantes vasculaires. Les résultats de Lupascu et al. (2012) suggèrent ainsi que la qualité de la MO est un facteur prépondérant dans la sensibilité de celle-ci à une augmentation de la température (Conant et al., 2008). Il est donc nécessaire de mesurer indépendamment la production et l'oxydation de CH₄ pour évaluer la réponse de ces processus aux gradients appliqués.

Les flux de Reco, significativement plus faibles dans la zone WET en 2021 (période estivale humide et printanière) comparés à la zone DRY (Figure 151), sont cohérents avec les conditions plus sèches et la proportion de plantes vasculaires (et donc la litière qui y est associée) plus importante dans la zone DRY favorisant la dégradation de la MO (Leroy et al., 2017; Li et al., 2021b, 2021a; Limpens et al., 2008). De plus, au Forbonnet, les 10 premiers centimètres de tourbe dans la zone DRY sont plus dégradés que ceux de la zone WET, confortant ainsi l'interprétation proposée (pourcentage de tissus bien préservés : WET > 85 %, DRY entre 32 et 70 %; Delarue et al., 2011b). Cependant, ce contraste WET-DRY n'est pas conservé durant la période estivale sèche (2020) où les flux de Reco ne sont pas significativement différents. D'une part, les flux de Reco

sont plus importants dans la zone WET durant la période estivale sèche (2020 ; moyenne = $2,7 \pm 1,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, p-value > 0,05) comparés à celle humide (2021 ; $1,9 \pm 0,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, p-value > 0,05), traduisant probablement l'augmentation de la taille du compartiment aérobie (Figure 151). D'autre part, alors que le niveau piézométrique est le plus bas dans la zone DRY en 2020 (Figure 126), les flux de Reco y sont plus faibles ($2,4 \pm 1,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, p-value < 0,05) que pour la période estivale humide de 2021 ($3,7 \pm 0,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Ce contraste illustre probablement le passage d'un seuil à partir duquel les processus de respiration sont ralentis. En effet, lors de sécheresses intenses, la respiration hétérotrophique des micro-organismes et l'activité des enzymes phénol-oxydase peut réduire drastiquement (Criquet et al., 2000; Kang et al., 2022).

De plus, l'évaluation de la sensibilité apparente (Q_{10} , E_a) des flux de Reco à la température souligne un contraste entre la zone WET/INTER et la zone DRY. En effet, la sensibilité à la température est plus forte dans la zone WET (Tableau 7). Ce contraste traduit probablement la différence de qualité de MO entre les zones WET/INTER et DRY qui est un facteur déterminant (Conant et al., 2008). De plus, ceci est cohérent avec l'étude en mésocosme de Leroy et al. (2017). Ces auteurs observent une sensibilité des flux de Reco à la température plus importante pour des placettes couvertes de sphaignes ($Q_{10} = 3,75$, $E_a = 92,2 \text{ KJ mol}^{-1}$) que pour des placettes couvertes de plantes vasculaires (Molinie, $Q_{10} = 2,58$, $E_a = 65,7 \text{ KJ mol}^{-1}$).

Hormis pour les placettes Control de la période Juin-Septembre 2021 où les valeurs de GPP des zones DRY et WET-INTER sont comparables, les valeurs de GPP sont plus importantes dans la zone WET-INTER pour les gammes de PPFD supérieures à $1500 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce résultat diffère de ce qui pouvait être attendu. En effet, la proportion plus importante de plantes vasculaires dans la zone DRY pourrait favoriser une plus forte production primaire brute (Korrensalo et al., 2016; Leroy et al., 2019; Li et al., 2021a; Ratcliffe et al., 2019). Cependant, les sphaignes dans la zone DRY sont tout de même présentes. Leur activité photosynthétique est donc probablement davantage affectée (stress hydrique) durant les périodes estivales où le niveau piézométrique est le plus bas. D'autre part, la densité de végétaux (*i.e.* surface foliaire) capable de réaliser la photosynthèse n'est probablement pas homogène entre les différentes placettes. Il est donc possible que cela participe à expliquer les contrastes de GPP observés. En effet, Li et al. (2021a) observent une corrélation positive entre la surface foliaire et la GPP dans une étude en mésocosme.

3.4 Effet des conditions hydrométéorologiques

3.4.1 Périodes estivales « sèche » et « humide »

L'été 2021, durant lequel le niveau de nappe le plus proche de la surface a été observé, est caractérisé par des émissions plus importantes de CH_4 vers l'atmosphère. L'analyse des FCH4 mesurés par EC sur les périodes Juin-Septembre en témoigne (Figure 129). En 2021, la moyenne des flux semi-horaires ($110,4 \pm 55,3 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) est significativement supérieure ($\sim + 35 \%$; p-value < 0,05) de celle en 2019 et 2020 ($85,9 \pm 52,6$ et $74,4 \pm 48,1 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivement). Les mesures par chambre soulignent aussi ce contraste : les FCH4 sur la période Juin-Septembre 2021 ($41,4 \pm 25,8 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sont en moyenne plus importants ($\sim + 30 \%$) que ceux mesurés en 2020 ($31,6 \pm 25,3 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; p-value > 0,05). Le rapprochement de la surface de la nappe d'eau diminue l'épaisseur du compartiment oxydatif et augmente celle du compartiment anaérobie où le CH_4 est produit (Lai, 2009; Lhosmot et al., 2022b; Stępniewska et Goraj, 2014). De plus, la MO dans les niveaux de surface est généralement plus labile que celle des niveaux profonds (Delarue, 2010). La saturation en eau dans la zone caractérisée par une proportion plus forte de MO labile peut donc favoriser la production de CH_4 (Waddington et Day, 2007).

En outre, la comparaison interannuelle des valeurs minimales de NEE montre que le NEE atteint $-18,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2021 contre seulement $-12,7$ et $-12,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2019 et 2020 (Figure 152). Le flux moyen de NEE sur la période Juin-Septembre reflète également ce contraste interannuel, *e.g.* $-2,6 \pm 5,5$ en 2019, $-1,2 \pm 5,1$ en 2020, et $-3,3 \pm 6,4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2021.

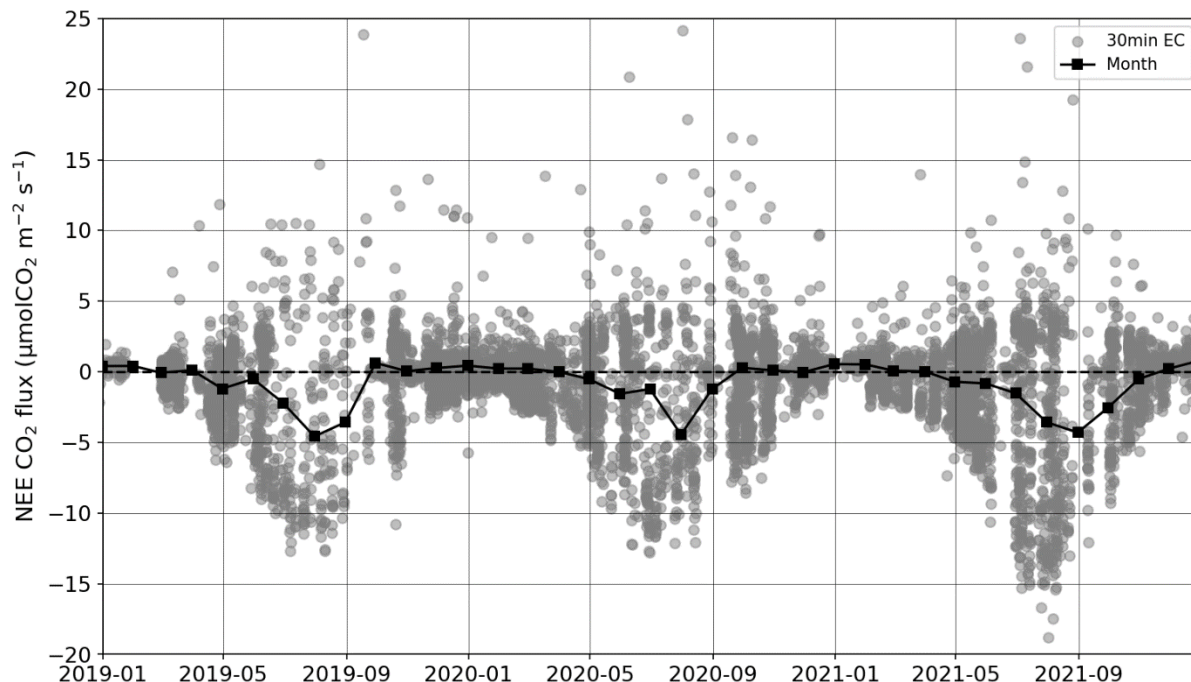


Figure 152 : Evolution du NEE (mesurées par EC) pour la période 2019-2021. Les figurés gris et ronds correspondent aux moyennes semi-heures et les figurés noirs et carrés sont les valeurs mensuelles moyennes.

Afin d'étayer les facteurs de contrôle du NEE, et notamment le contraste interannuel mis en évidence, la relation entre le NEE et les conditions hydrométéorologiques (T, PPF, WTD) a été investiguée. Cette approche a été réalisée avec les données EC des étés 2019, 2020, et 2021 (Figure 153). A l'obscurité, lorsque le PPF se rapproche de zéro ($< \sim 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), le NEE augmente fortement dans les valeurs positives, dépassant les $+10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Cela traduit principalement la respiration de l'écosystème (Figure 153). Inversement, lorsque le PPF augmente, le NEE diminue, devenant exclusivement négatif au-dessus de $750 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pour les mois de Juillet et Août, la Figure 153 montre un net contraste entre l'année 2021 ($\text{NEE} < -15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et les deux autres années ($\text{NEE} > -12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) :

(1) la WTD moyenne pour les mesures de NEE réalisées en Juillet et Août 2021 est de $-0,07$ et de $-0,11$ m alors qu'elle est supérieure à $-0,19$ m pour Juillet et Août 2019 et 2020 (Figure 153).

(2) les valeurs de NEE inférieures à $-15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2021 sont caractérisées par des températures comprises entre 20 et 25°C alors que les températures sont plus élevées en 2019/2020, régulièrement comprises entre 25 et 30°C .

Ainsi, la Figure 153 met en évidence que le contraste de NEE en Juillet/Août entre 2021 et 2019/2020 covarie avec la température de l'air et les conditions hydrologiques (WTD). Les flux NEE les plus importants ($< -15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sont associés à des températures comprises entre 15 et 20°C pour les mois où la nappe est proche de la surface de la tourbière ($\text{WTD} > -0,11$ m). Inversement, ces résultats suggèrent que des étés très chauds combinés avec une forte augmentation de la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface se traduisent par des valeurs de NEE moins fortes.

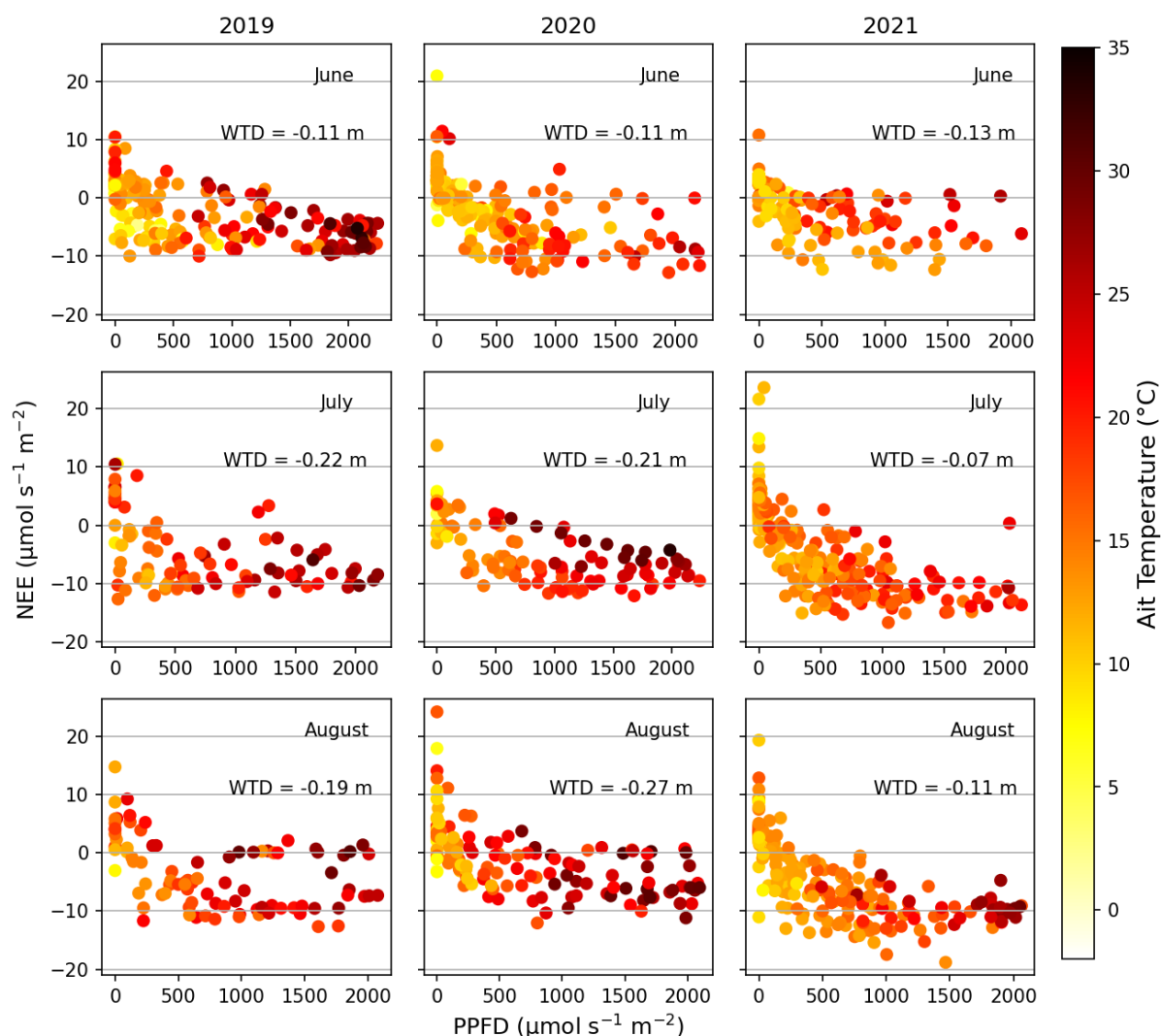


Figure 153 : Scatterplot représentant le NEE en fonction du PPFD des données EC (données jour et nuit) pour chaque mois de Juin à Août, pour 2019, 2020, et 2021. Les données pour les mois de Septembre, plus incomplètes, ne sont pas utilisées pour étudier la relation NEE-PPFD. La couleur des figurés correspond à la température de l'air. La valeur de WTD indiquée sur chaque graphique est la valeur moyenne de WTD mensuelle sur la placette C9 (zone WET).

Des flux négatifs de NEE plus importants lors de l'année la plus humide sont en accord avec ce qui peut être observé par ailleurs, *i.e.* que l'augmentation du niveau de la nappe diminue les émissions de CO₂ vers l'atmosphère (Evans et al., 2021; Liu et al., 2022). Le NEE correspondant à l'équilibre entre GPP et Reco, les NEE négatifs plus importants lors de périodes plus humides peuvent se traduire par une diminution de la respiration aérobie (Reco) et/ou par une augmentation de la production primaire brute (GPP).

Alors qu'une augmentation du niveau piézométrique est susceptible d'engendrer une diminution de la respiration de l'écosystème (Moore et Dalva, 1993), les mesures par EC et chambre ne montrent pas un tel contraste. En effet, la Reco moyenne mesurée par EC entre les différentes périodes estivales est similaire : $3,7 \pm 3,9$; $3,5 \pm 3,3$ et $3,8 \pm 3,8$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour 2019, 2020, et 2021, respectivement. De plus, les flux de Reco mesurés par chambre ne montrent pas de différence significative (p -value > 0,05) entre 2020 ($2,8 \pm 1,4$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et 2021 ($2,9 \pm 1,2$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Updegraff et al. (2001) observent pour des variations de +1 à -20 cm de niveau d'eau que la température est le principal facteur de contrôle de la Reco. De plus, Jassey et al. (2018) montrent que la Reco n'augmente pas significativement avec la diminution de la hauteur de la nappe jusqu'à ce qu'un palier soit franchi (~25 cm de profondeur) à partir duquel le flux de Reco augmente de façon très

importante. Ainsi, les résultats obtenus dans ce travail suggèrent que les différences interannuelles de WTD durant la période estivale (environ une dizaine de centimètres entre 2019/2020 et 2021) ne sont pas assez importantes pour observer un contraste significatif de flux de Reco. Dans le contexte de changement climatique, l'intensification des sécheresses et des vagues de chaleur est susceptible dans un premier temps d'augmenter les flux de Reco (Cai et al., 2010). Cependant, au-delà d'une certaine température accompagnée de la diminution de la teneur en eau, cet effet peut être modéré par la baisse des activités (respiration) enzymatiques et microbiennes (Criquet et al., 2000; Kang et al., 2022).

Comme les variations de Reco entre les périodes estivales sèche et humide ne sont, pas significatives à l'échelle de l'écosystème, la GPP est donc susceptible d'expliquer les valeurs négatives de NEE plus fortes lors de la période estivale humide. En effet, la GPP est significativement plus importante en 2021 qu'en 2020 pour des gammes similaires de PPFD (Figure 146, Figure 147). Ainsi, le contraste de WTD entre ces deux périodes estivales semble contraindre la différence de GPP observée. Walker et al. (2017) ainsi que Tuittila et al. (2004) ont montré que la présence d'une WTD proche de la surface favorise la GPP et qu'au contraire une diminution de la WTD diminue la GPP des sphaignes, suggérant un effet de stress hydrique.

3.4.2 Effet contrasté d'une période « très humide » sur les flux de GES

La période très humide (printemps 2021) ne présente pas de valeurs particulièrement élevées de FCH4 (Figure 129 ; FCH4 = $12,1 \pm 9,0$ nmol m⁻² s⁻¹, mesures chambre) comparée à la période estivale humide (FCH4 = $41,4 \pm 25,8$ nmol m⁻² s⁻¹). Ceci est probablement dû à la température de la tourbe dans la zone anaérobie encore relativement faible lors des mesures (Mai ; T-60 cm = $8,8 \pm 0,1$ °C ; T-25 cm = $10 \pm 0,2$ °C) comparée à la période estivale 2021 (Juin-Septembre, T-60 cm = $14,0 \pm 1,6$ °C ; T-25 cm = $15,4 \pm 1,8$ °C).

Cette période très humide se caractérise également par des flux de NEE proches de zéro (Figure 133 ; moyenne = $-0,23 \pm 0,6$ μmol m⁻² s⁻¹). D'une part, les flux de Reco sont limités (Figure 135 ; moyenne = $1,0 \pm 0,7$ μmol m⁻² s⁻¹) probablement à cause de la température de l'air au-dessus des placettes peu élevée (moyenne = $10 \pm 0,2$ °C), et du niveau piézométrique proche de la surface (moyenne = $-0,06 \pm 0,02$ m). D'autre part, les valeurs de GPP sont relativement faibles (Figure 137 ; moyenne = $-1,3 \pm 1,0$ μmol m⁻² s⁻¹), alors que paradoxalement, le mois de Mai est susceptible d'être une période de forte activité végétative.

Afin d'évaluer plus en détail la réponse de la GPP à ces conditions hydrologiques très humides, la relation entre la GPP et le PPFD est étudiée en distinguant les zones WET-INTER et DRY, car la végétation et la WTD y sont différentes. A l'inverse de l'influence positive de la WTD sur la GPP observée pour les périodes estivales (Figure 146, Figure 147), la période printanière très humide est caractérisée par des valeurs de GPP très faibles pour la zone WET-INTER qui est partiellement submergée (Figure 127, Figure 154). Les valeurs de GPP ne descendent pas en dessous de $-2,1$ μmol m⁻² s⁻¹ (moyenne = $-0,8 \pm 0,5$ μmol m⁻² s⁻¹) malgré des valeurs de PPFD supérieures à 1500 μmol m⁻² s⁻¹. Il est à noter que la relation GPP-PPFD pour la zone WET-INTER lors de cette période très humide ne montre pas de contrastes entre les placettes Control (GPPmax = $-1,4$ μmol m⁻² s⁻¹) et OTC (GPPmax = $-1,5$ μmol m⁻² s⁻¹ ; Figure 154).

Cependant, lors de cette période très humide, le niveau piézométrique dans la zone DRY a augmenté sans toutefois submerger les placettes. Une réponse contrastée de la GPP dans les deux placettes de la zone DRY est observée (Figure 155). La placette Control (C1) ne semble pas avoir été impactée par la montée de la nappe et présente une réponse positive de la GPP à l'augmentation du PPFD (GPPmax = $-6,2$ μmol m⁻² s⁻¹ ; R² = 0,75 ; Figure 155). Au contraire, pour la placette OTC (H2), la réponse de la GPP à l'augmentation du PPFD est complexe (pas de tendance particulière, R² = 0,01) suggérant que le PPFD n'est pas ici le facteur de contrôle principal (Figure 155).

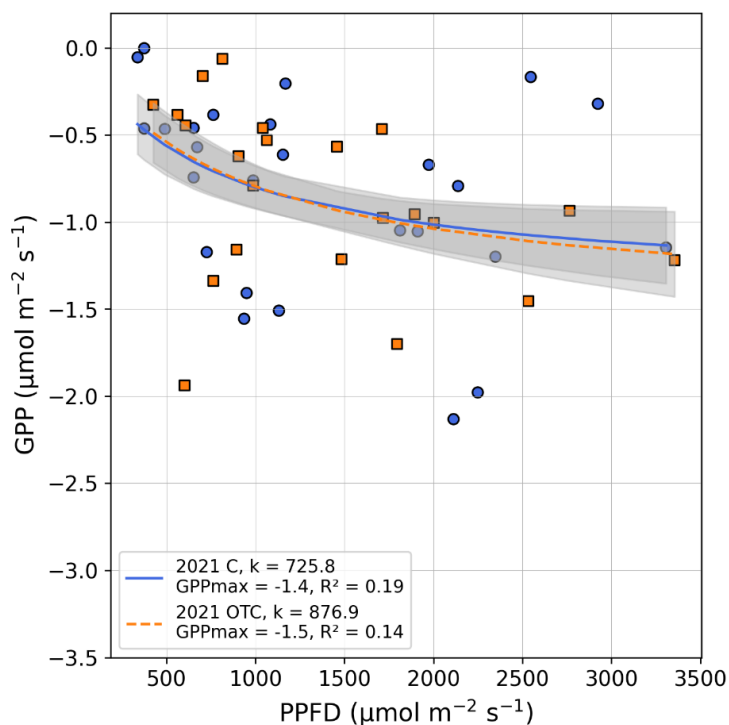


Figure 154 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons WET-INTER de Mai 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis-Menten (Eq. 2). « 2021 C » correspond aux placettes Control C7 et C11. « 2021 OTC » correspond aux placettes OTC H8 et H12.

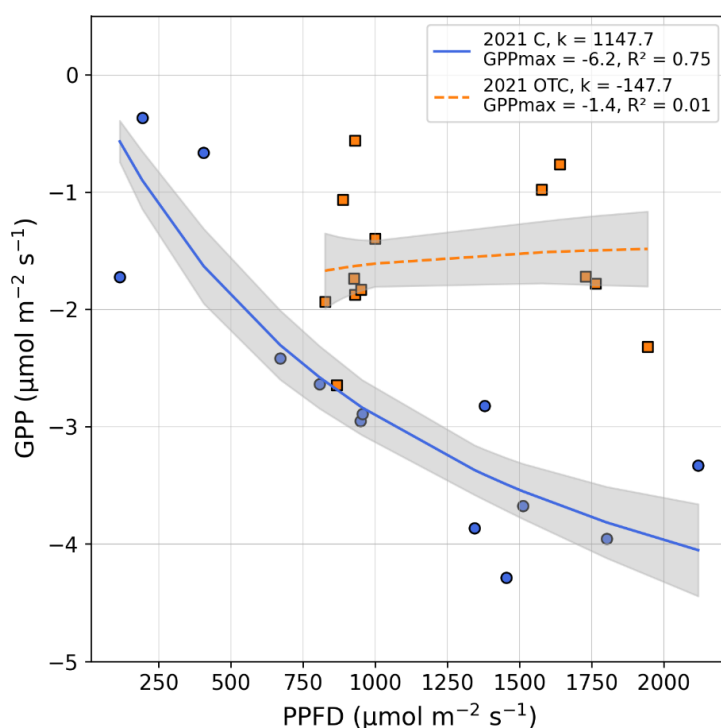


Figure 155 : Relation GPP-PPFD pour les échantillons DRY de Mai 2021. La régression est calculée avec l'équation de Michaelis-Menten (Eq. 2). « 2021 C » correspond à la placette Control C1. « 2021 OTC » correspond à la placette OTC H2.

Afin de généraliser la réponse de la GPP à la WTD, la relation entre ces deux variables est étudiée en distinguant les zones WET-INTER et DRY. Pour la zone DRY, dominée par des plantes vasculaires, les valeurs de PPFD inférieures à $2000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ont été conservées (Figure 156; Leroy et al., 2019; Peichl et al., 2018). Pour la zone WET-INTER, du fait de la couverture majoritaire de sphaignes, les valeurs de PPFD inférieures à $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ont été conservées (Figure 157). En effet, la valeur de PPFD à partir de laquelle la saturation de la photosynthèse est atteinte chez le genre *Sphagnum* varie généralement entre 500 et $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Haraguchi et Yamada, 2011; Murray et al., 1993; Tuittila et al., 2004).

Pour la zone DRY, la relation GPP-WTD ne met pas en évidence de tendance marquée (Figure 156). Une large gamme de valeur de GPP est observée pour l'ensemble des valeurs de WTD, suggérant que d'autres facteurs (phénologie des plantes, température, PPFD, microtopographie) influencent la GPP. Au contraire, pour la zone WET-INTER, lorsque la nappe se rapproche de la surface, *e.g.* de $-0,30$ à $-0,08$ m, la GPP augmente, passant d'environ -1 à $-5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 157). Cette tendance est ici illustrée par une régression linéaire (courbe tiret noir sur la Figure 157) dont le R^2 est de $0,37$. Ce faible coefficient traduit probablement le fait que la gamme de valeur de PPFD utilisée est large (200 - $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Cependant, lorsque la WTD dépasse la valeur de $-0,08$ m, l'activité photosynthétique chute brutalement (GPP entre -2 et $0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), suggérant qu'un effet seuil a été dépassé. A partir de ce jeu de données, il en ressort dans la zone WET-INTER que les conditions à la fois les plus sèches (\sim WTD $< -0,2$ m) et les plus humides (WTD $> -0,08$ m) rencontrées sont caractérisées par les plus faibles valeurs de GPP. Des conditions trop humides (WTD $> -0,08$ m), *e.g.* inondation, limitent la diffusion du CO_2 et donc la capacité des chloroplastes à fixer le CO_2 (Williams et Flanagan, 1996). Au contraire, des conditions trop sèches (ici WTD $< -0,2$ m) sont susceptibles de créer un stress hydrique qui diminue le métabolisme des sphaignes et donc leur activité photosynthétique (Williams et Flanagan, 1996).

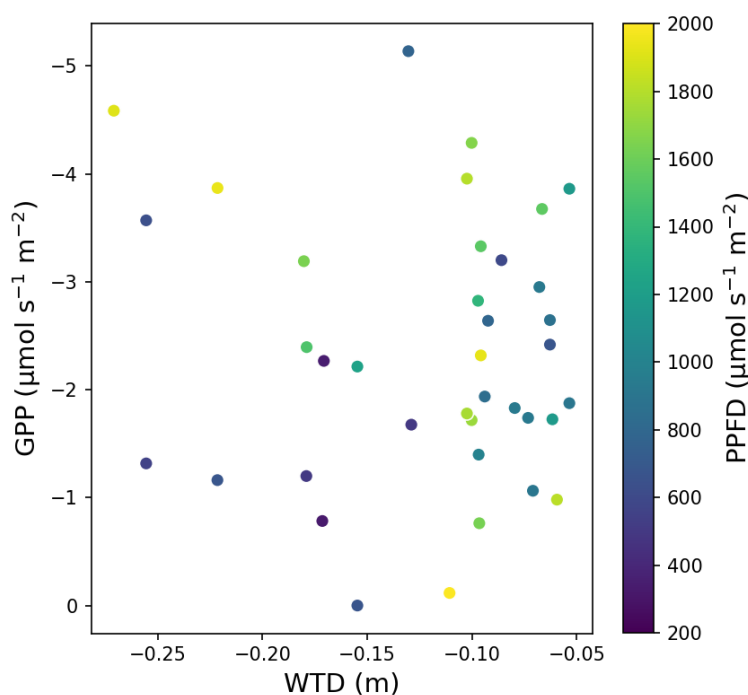


Figure 156 : GPP ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de la WTD (m, placette C4) pour la zone DRY. La température de l'air au-dessus de la placette est comprise entre 10 et 35°C . Le PPFD est compris entre 200 et $2000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

La relation GPP-WTD observée au Forbonnet pour la zone WET-INTER est cohérente avec la littérature (Figure 157). En effet, la submersion des sphaignes diminue l'activité photosynthétique (Tuittila et al., 2004; Walker et al., 2017). Walker et al. (2017) montrent que lors d'évènements de submersion des sphaignes, ni les variabilités du PPFD ni celles de la température ne permettent d'expliquer les variations de GPP.

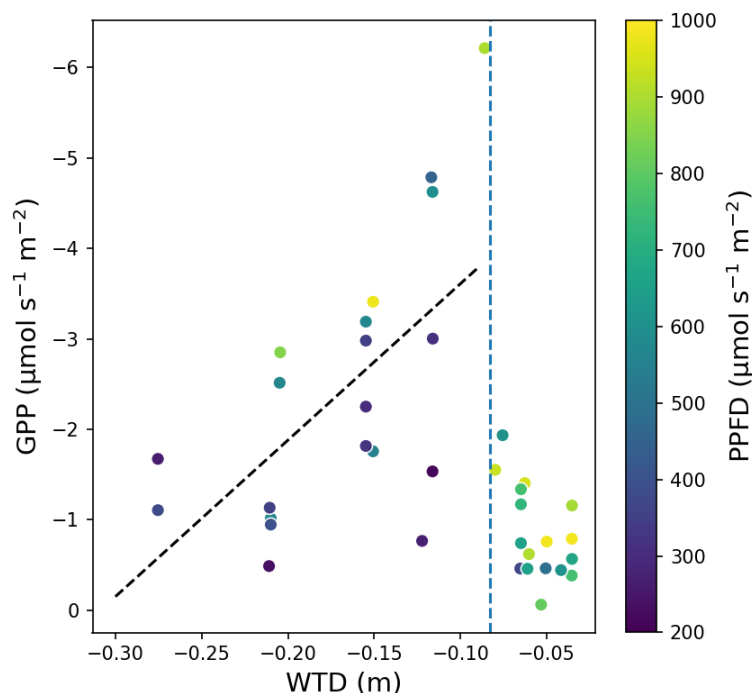


Figure 157 : GPP ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de la WTD (m, placette C9) pour la zone WET-INTER. La température de l'air au-dessus de la placette est comprise entre 10 et 35°C. Le PPFD est compris entre 200 et 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. La courbe pointillée noire est la régression linéaire pour les points dont la WTD est inférieure à -0,085 m ($R^2 = 0,37$).

De plus, Tuittila et al. (2004) ont pu mettre en évidence, dans une tourbière restaurée où les sphaignes ont été réintroduites, que l'activité photosynthétique des sphaignes répond de manière unimodale aux variations de profondeur de la nappe d'eau. Ces auteurs mesurent un optimum de GPP autour de -12 cm (Figure 158). Lorsque la WTD est en dessous de -22 cm ou au-dessus de +1 cm (au-dessus de la surface) le taux de photosynthèse passe en dessous de 60 % par rapport à la valeur optimale. Au-delà de ces valeurs, c'est à dire entre -30 et -40 cm et entre +5 et +10 cm, l'activité photosynthétique diminue drastiquement et approche la valeur nulle (Figure 158).

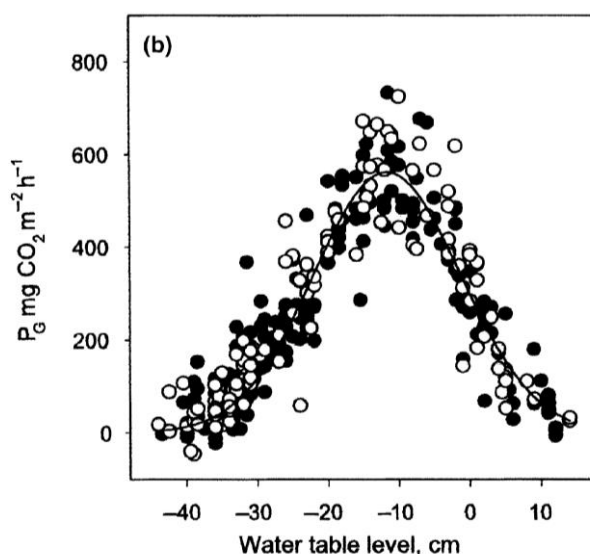


Figure 158 : Relation entre la production primaire brute des sphaignes (ici exprimée en $\text{mgCO}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$) et le niveau d'eau par rapport à la surface de la tourbière (cm) établie par Tuittila et al. (2004) dans une tourbière Finlandaise restaurée où les sphaignes ont été réintroduites. La valeur de PPFD est fixée à 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Les figurés noirs sont ceux qui ont servi à réaliser la courbe gaussienne tandis que les figurés blancs sont des points de validation du modèle.

3.5 Intégration des contrastes spatiaux et interannuels pour modéliser les flux de GES : application à la GPP

Les sections précédentes ont montré que la relation GPP-PPFD est variable suivant les saisons et entre les différentes placettes (influence significative de l'effet WET-DRY, influence de l'effet OTC-Control, effets probables des microsites). Dans le but de modéliser les flux de GPP, les valeurs de GPP_{max} et k déterminées pour chaque période hydrométéorologique (périodes estivales sèche et humide, période printanière très humide) et chaque catégorie de placette (WET-INTER vs. DRY ; OTC vs. Control) ont été utilisées, dans le but de prendre en considération les effets mentionnés (Figure 146, Figure 147). Afin d'intégrer en plus du PPFD, la variabilité de la WTD et la température, la relation de Michaelis-Menten a été modifiée, (Kandel et al., 2013; Li et al., 2021a; Mahadevan et al., 2008; Raich et al., 1991), permettant d'obtenir l'équation 11 utilisée ici pour modéliser les flux de GPP :

$$GPP = \frac{GPP_{max} * PPFD}{k + PPFD} * c \frac{WTD}{WTD_{ref}} * T_{scale} \text{ (Eq. 11)}$$

Où T_{scale} est la sensibilité de la photosynthèse à la température déterminée avec l'équation 12, « c » une constante et WTD la profondeur de la nappe. WTD_{ref} correspond à la profondeur maximale de WTD mesurée durant la période de mesure, ici -0,3 m.

$$T_{scale} = \frac{(T_{air} - T_{min})(T_{air} - T_{max})}{(T_{air} - T_{min})(T_{air} - T_{max}) - (T_{air} - T_{opt})^2} \text{ (Eq. 12)}$$

Où T_{air} est la température de l'air (°C), T_{min} , T_{max} , et T_{opt} sont respectivement les températures minimale, maximale, et optimale pour la photosynthèse (0, 20, et 40°C, d'après Leroy et al. 2019). Lorsque T_{scale} est négative, elle est remplacée par 0 (Mahadevan et al., 2008).

La relation entre flux modélisés et mesurés est relativement bonne ($R^2 = 0,71$), constituant une première étape dans l'optique de modéliser les flux de GPP à haute fréquence (Figure 159). En moyenne, la différence absolue entre les flux mesurés et modélisés est de $0,8 \pm 0,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (15 échantillons sur 122 au total pour lesquels la différence est comprise entre 2 et $3,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). L'incertitude associée à cette modélisation provient probablement des variations de phénologie des plantes et de la contribution des différentes plantes à la photosynthèse dans les placettes (Järveoja et al., 2018; Korrensalo et al., 2017; Walker et al., 2017).

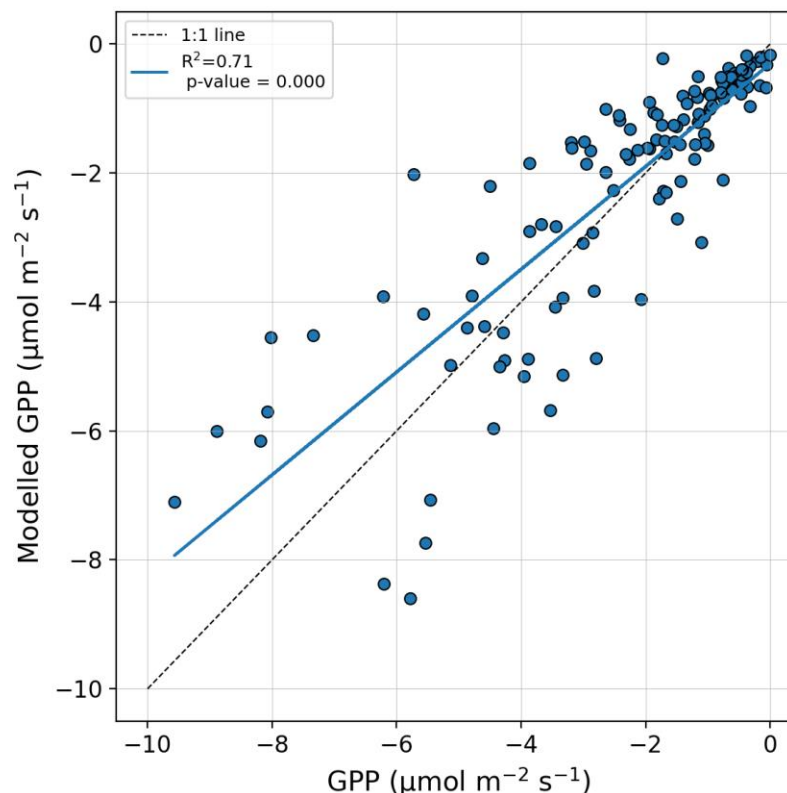


Figure 159 : GPP modélisée en fonction de la GPP mesurée ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). La droite bleue représente la régression linéaire calculée pour l'ensemble des points.

Pour chaque placette, modéliser les flux de GES à haute fréquence pour calculer le bilan des échanges verticaux de GES à l'interface tourbière-atmosphère est à envisager à la suite de ce travail. Néanmoins, pour assurer la robustesse et limiter l'incertitude de ces bilans, une fréquence temporelle plus élevée de mesures permettrait de couvrir une plus large gamme de stades phénologiques et de combinaisons de paramètres abiotiques (température, WTD, PPFD). Une quantification de la couverture végétale dans chaque placette est également nécessaire pour améliorer les modèles. Par ailleurs, l'utilisation de chambres de mesure automatisées (pas de temps horaire) permettrait de réaliser ces bilans annuels plus rapidement et avec plus de robustesse (Bäckstrand et al., 2010; Dyukarev et al., 2021).

4 Synthèse : Echanges de GES entre une tourbière tempérée de moyenne montagne et l'atmosphère

Les flux de GES carbonés mesurés avec la méthode EC et la méthode chambre suivent une saisonnalité marquée. L'ensemble des flux atteint des valeurs plus importantes durant la période estivale. Les flux suivent des différences interannuelles (contrastes hydrométéorologiques), et sont influencés spatialement le long d'un gradient échohydrologique.

L'effet du réchauffement passif de l'air induit par les OTC n'est pas significatif pour l'ensemble des flux. Ce résultat témoigne probablement de l'influence prépondérante du gradient échohydrologique et de l'effet « microsite ». De plus, l'effet OTC n'est pas constant sur la température de l'air, *i.e.* plus fort lors des périodes de fort ensoleillement.

L'analyse détaillée des flux mesurés par chambre met en évidence un contraste écohydrologique. Les flux de CH₄ sont significativement plus importants dans la zone où la nappe est la plus proche de la surface (Figure 160). Cependant, l'analyse de la sensibilité apparente des FCH₄ à la température ne reflète pas d'effet OTC ni le gradient écohydrologique. Ceci est probablement dû à l'effet combiné de la production et de l'oxydation du CH₄ sur les FCH₄. Par ailleurs, lors d'une période estivale humide les flux de CH₄ sont plus importants d'environ 30-35 % que pour une période estivale sèche (Figure 160).

Pour les flux de Reco, les émissions de CO₂ sont les plus faibles dans la zone WET lors des périodes estivale humide et printanière très humide. A l'inverse, il n'y a pas de différence significative lors de la période estivale sèche, traduisant une réponse contrastée le long du gradient écohydrologique aux conditions hydrométéorologiques. Sur l'ensemble des données, la sensibilité apparente des flux de Reco à la température est plus faible dans la zone la plus sèche que dans la zone humide, illustrant probablement l'effet de la qualité de la MO (Figure 160). A l'échelle de l'écosystème, les flux de Reco ne sont pas significativement différents entre les périodes estivales sèche et humide.

En ce qui concerne la GPP, les flux sont plus importants dans la zone la plus humide lors des périodes estivales sèche et humide, mais y sont en revanche les plus faibles lors de la période printanière très humide lorsque les sphaignes sont submergées.

L'ensemble de ces résultats montre que des conditions hydrométéorologiques « extrêmes » (trop sèches ou trop humides) entraîne une réponse non linéaire des flux de GES. Pour la GPP, la relation PPFD-WTD montre que des conditions extrêmes limitent fortement la GPP. De plus, alors que des conditions plus sèches favorisent dans un premier temps la Reco, nos données témoignent probablement d'un effet seuil à partir duquel les flux de Reco n'augmentent plus.

Enfin, la variabilité spatiale des flux mise en évidence par la méthode chambre constitue une étape fondamentale qui a permis d'obtenir une typologie de flux (amplitude, variation saisonnière) en fonction des micro-placettes étudiées. Dans le cadre de ce travail, les contraintes logistiques (disponibilité de l'équipe, trajets, poids du matériel utilisé) n'ont pas permis, excepté en Mai 2021, d'aller sur le terrain à une fréquence quotidienne. Les mesures ont également été concentrées sur 6 des 12 placettes de la plateforme scientifique. Afin de vérifier l'occurrence supposée des contrastes WET-DRY et OTC-Control qui se superposent, il serait pertinent de réaliser les mesures sur l'ensemble des 12 placettes de la plateforme scientifique et à une fréquence plus élevée.

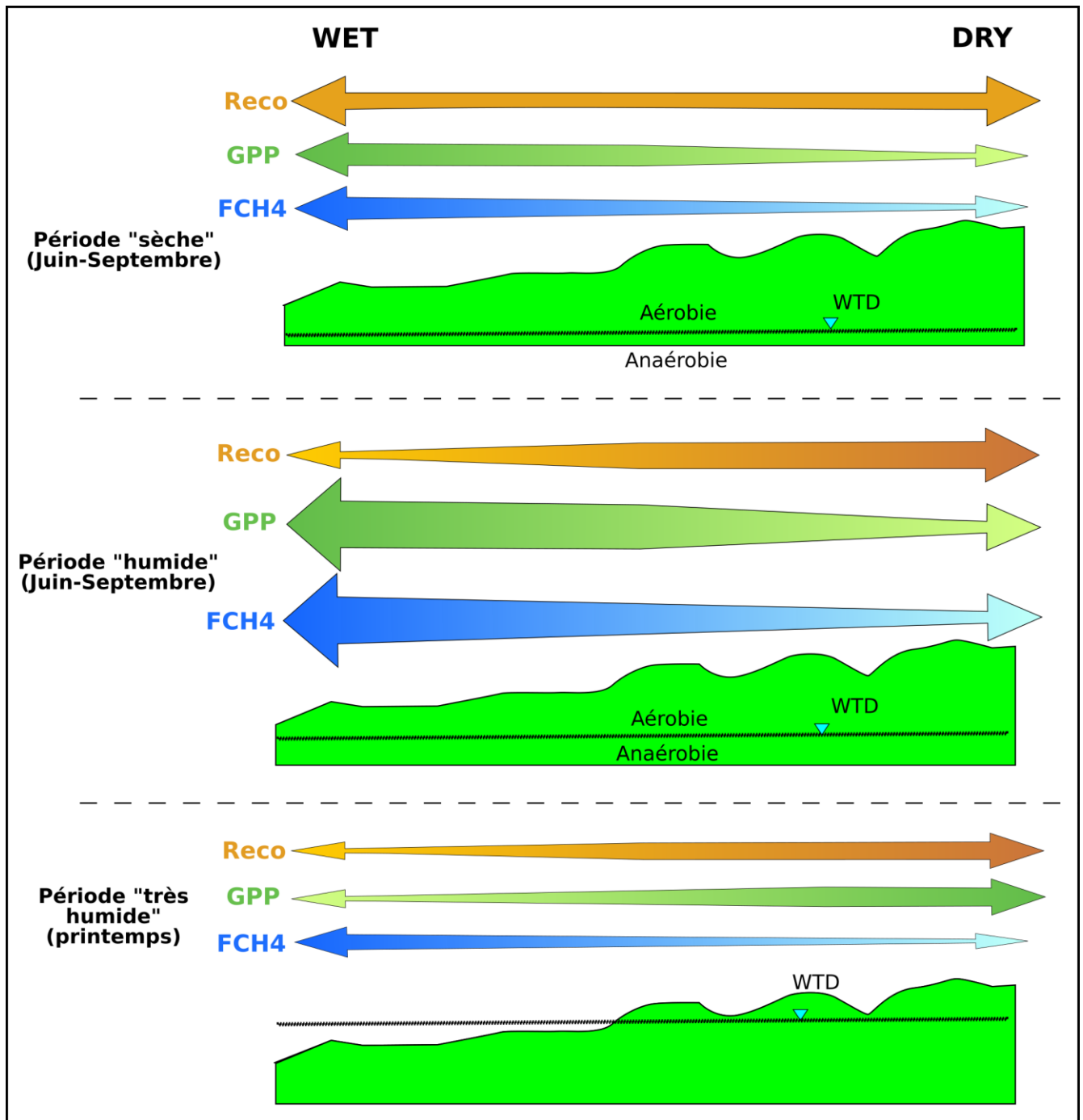


Figure 160 : Schéma conceptuel illustrant l'effet du gradient WET-DRY et des conditions hydrométéorologiques sur les flux de GES à partir des mesures de flux réalisées par chambre. La taille de chaque flèche est proportionnelle à la valeur des flux (importance relative).

PARTIE V

Synthèse et perspectives

Ce travail de thèse s'est intéressé (1) au fonctionnement hydrogéologique le long du continuum karst-moraine-tourbière-atmosphère, (2) à la réactivité hydro-géo-bio-chimique du carbone inorganique au sein d'une tourbière, et (3) aux échanges de carbone à l'interface tourbière-atmosphère. Cette démarche a été appliquée à la tourbière active du Forbonnet (commune de Frasné), qui est une tourbière tempérée de moyenne montagne, dans un contexte dominé par les roches carbonatées du massif du Jura. Cela a abouti à la proposition de modèles conceptuels à différentes échelles, *i.e.* - échelle du bassin versant, échelle de la tourbière, et interface tourbière-atmosphère -. Afin de mettre en exergue les liens entre transferts d'eau et de carbone, les résultats principaux de ce travail et les perspectives qui y sont associées sont présentés pour chaque échelle de travail. Enfin, les implications de ce travail sont généralisées au regard des enjeux de ressource en eau, de biodiversité, et climatiques.

1 Fonctionnement d'une tourbière tempérée en contexte carbonaté

1.1 Cycle de l'eau

1.1.1 Flux d'eaux et de solutés dissous entre structures géologiques et tourbières

L'emploi de traceurs géochimiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, rapports élémentaires, chapitre 5) a permis d'étayer les relations hydrogéologiques entre la tourbière du Forbonnet et les structures géologiques environnantes (moraines, karst du Crétacé et du Jurassique supérieur). La composition chimique inorganique dissoute de l'eau de la tourbière provient majoritairement de la dissolution des calcaires du Crétacé. Ce résultat suggère donc la présence de flux depuis le système karstique du Crétacé (présent dans le synclinal de Frasné-Bouverans) vers la tourbière, même si l'importance relative des flux dissous ne présume pas de l'ampleur des flux hydriques. Ainsi, des transferts de pression (effet piston) depuis l'anticlinal du Laveron, dont le sommet culmine à 200 m au-dessus de la tourbière, sont supposés, afin de permettre une telle connexion entre l'aquifère du synclinal et la tourbière (Figure 161). En parallèle, l'appauvrissement de la signature en isotopes stables de l'eau avec la profondeur dans la tourbière est compatible avec une telle hypothèse, compte tenu du gradient altitudinal de la signature des précipitations dans le Jura ($\sim 0,2 \text{ ‰}/100 \text{ m}$; Leroux, 2010; Mudry, 1981). Cependant, la différence d'altitude (200 m) demeure relativement faible. Ainsi, le gradient isotopique saisonnier « chevauche » la variabilité interannuelle des précipitations, rendant donc complexe une quantification des apports par le karst rechargé en altitude. Par ailleurs, l'hypothèse d'une recharge de la tourbière en lien avec l'anticlinal du Laveron est concordante avec la connexion hydraulique de celui-ci avec le Lac de l'entonnoir, à proximité de la tourbière de Frasné, comme cela a été démontré par traçage artificiel (Master 2 Géologie Appliquée (2012/2013), 2013). Les systèmes de failles (chevauchement, décrochement) au contact entre l'anticlinal du Laveron et le synclinal de Frasné-Bouverans jouent très probablement un rôle dans ces connexions hydrogéologiques. Du fait des discontinuités (failles) et de l'hétérogénéités des dépôts Quaternaire, un modèle géologique complet permettrait d'éclairer nos hypothèses.

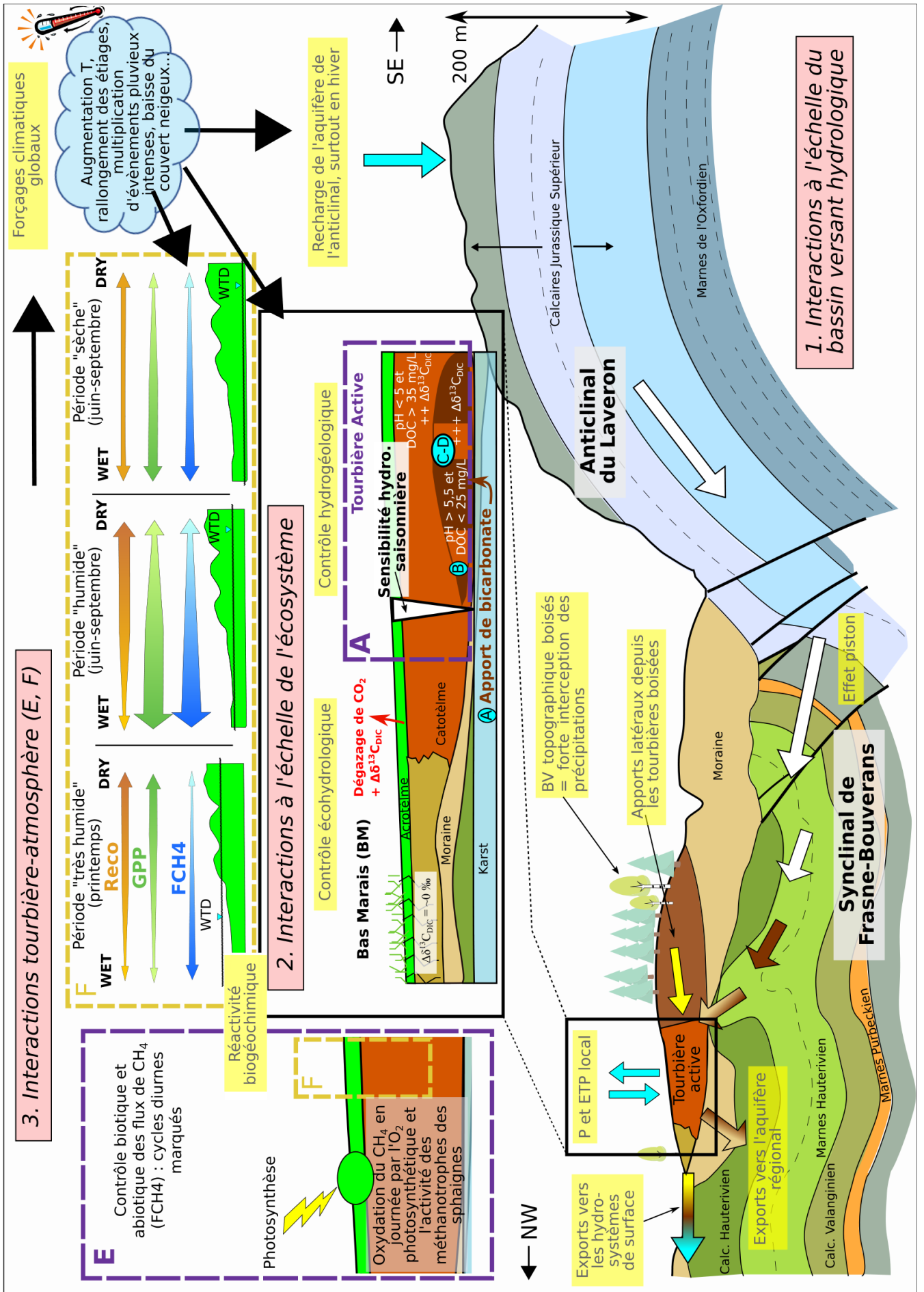


Figure 161 : Schéma de synthèse des principaux résultats de ce travail de thèse :

1. Interactions à l'échelle du bassin versant hydrologique. Les flèches blanches illustrent les transferts d'eau (masse ou pression) depuis l'anticlinal du Laveron vers le synclinal de Frasne-Bouverans, efficaces principalement en hiver, quand le système karstique est en charge. Ces eaux acquièrent la signature géochimique des terrains du Crétacé (couleur marron), puis celle des sédiments fluvioglaciaux du Quaternaire (couleur beige). Les eaux exportées de la tourbière vers les hydrosystèmes de surface et souterrains intègrent plusieurs signatures (précipitations locales, eaux minéralisées avec signature moraine/Jurassique/Crétacé, et tourbières boisées). La double flèche noire « 200 m » indique le dénivelé entre le toit de l'anticlinal du Laveron et le synclinal de Frasne-Bouverans. La coupe géologique a été réalisée par V. Bichet.

2. Interactions à l'échelle de l'écosystème. (A) Apport de bicarbonates. (B) Augmentation du pH et substrat pour la production de CH₄. (C) Enrichissement du δ¹³C_{DIC} uniquement dans la tourbière active. (D) Le fort enrichissement en ¹³C (Δδ¹³C_{DIC}) dans les niveaux anaérobies de la tourbière active suggère la production de CH₄. En surface, le dégazage du CO₂ par gradient de concentration entraîne un enrichissement en ¹³C du DIC. Le suivi des isotopes stables de la molécule d'eau montre que la sensibilité hydrologique saisonnière (renouvellement de l'eau) diminue avec la profondeur dans la tourbière active.

3. Interactions tourbière-atmosphère. (E) Les échanges de FCH₄ entre la tourbière active et l'atmosphère montrent un cycle jour-nuit marqué avec des flux plus forts la nuit, pour toutes les saisons de l'année. La baisse en journée est d'une part due à l'oxydation du CH₄ par l'O₂ produit par la photosynthèse et d'autre part due à l'activité de méthanotrophes endosymbiotiques des sphaignes. (F) Influence du gradient écohydrologique WET-DRY sur les flux de GES pour trois périodes hydrométéorologiques distinctes (Reco = Respiration de l'écosystème ; GPP = Gross Primary Production ; FCH₄ = Flux net de CH₄).

La faible variabilité de la signature des isotopes stables de l'eau dans les niveaux intermédiaires et profonds de la tourbière suggère une certaine inertie de la masse d'eau. Ce résultat interroge quant à la quantité d'eau issue des systèmes karstiques sous-jacents et aussi sur la temporalité des échanges. Par exemple, les niveaux intermédiaires et profonds de la tourbière peuvent être conceptualisés comme une masse d'eau relativement stagnante qui serait ponctuellement « contaminée » du point de vue géochimique par la venue d'eau provenant du système karstique du Crétacé. Afin d'étayer ces hypothèses, l'utilisation d'autres traceurs tels que le tritium ou les CFC permettrait d'évaluer le temps de résidence de la masse d'eau des niveaux intermédiaires/profonds dans la tourbière (Marçais et al., 2018; Pétré et al., 2020; Santoni et al., 2021).

Les signatures géochimiques (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, rapports élémentaires) des eaux circulant dans l'aquifère Jurassique supérieur et celle de la couverture morainique sous-jacente à la tourbière sont très proches, suggérant que ces dépôts de moraine ont pour origine l'arasement glaciaire des anticlinaux Jurassique alentours. Cette similitude géochimique a rendu délicate la distinction des flux d'eau en provenance de ces deux lithologies. Compte tenu de la proximité de la moraine avec la base de la tourbière, sa contribution en termes d'éléments dissous (principalement bicarbonates et calcium) dans les eaux de la tourbière est très probable. Cependant, la faible contribution des silicates aux solutés dissous dans les eaux de la tourbière (< 3,9 %) suscite des interrogations quant à la nature et à l'interaction eau-roche au contact de la moraine. En effet, compte tenu du contexte géologique, la source de silicates dans les moraines est potentiellement double. D'une part, il y a les silicates issus de marnes et de la décalcification des calcaires jurassiques qui ont pu être mis en évidence dans les prélèvements de moraine sous la tourbière. D'autre part, il y a les silicates d'origine alpine (blocs erratiques) dont l'origine est attestée à quelques kilomètres de Frasne, mais dont la répartition géographique et la concentration sont encore mal contraintes. Ainsi, la signature géochimique des eaux de la tourbière du Forbonnet ne permet pas d'identifier une contribution des silicates d'origine alpine qui attesterait de la contribution morainique et permettrait d'en quantifier l'importance. Plus d'investigations sont nécessaires, dans des situations où la concentration en éléments alpins est bien contrainte. Outre l'approche « traçage » mis en place dans ce travail, le rôle des tourbières en tant que « réacteur géochimique » participant aux transferts de solutés dissous dans la Zone Critique est à quantifier.

Enfin, la structure géologique de l'interface karst-moraine-tourbière au Forbonnet est en partie esquissée par les profils géophysiques réalisés dans le cadre du projet ZHTB et de par la présence de structures karstiques (doline du Creux au Lard) à proximité de la tourbière (Paran et al., in press). Ces structures dépressionnaires pourraient correspondre à des pockmarks similaires à ceux sous le lac de l'entonnoir ou à des dolines, comme celles retrouvées dans les zones où la couverture morainique et/ou tourbeuse est limitée (e.g. Creux au Lard). Alors que les dolines aux abords des tourbières dans le massif du Jura sont principalement connues pour leur rôle de drainage des eaux issues des tourbières (Calvar et al., 2021), la dynamique des phénomènes de remplissage/vidange du Creux au Lard suggèrent un comportement plus complexe pouvant également jouer un rôle émissif qui recharge la tourbière, bien que cela reste au stade d'hypothèse (Bernard et al., 2021).

1.1.2 Transferts d'eau au sein de la tourbière : connectivités horizontales et verticales

A l'échelle de la tourbière, l'analyse de chroniques temporelles pluriannuelles de données hydrométéorologiques combinée à une approche géochimique a apporté des éléments de compréhension quant aux transferts d'eau au sein de l'écosystème. Cette analyse a permis de proposer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière, impliquant trois principaux flux d'eau : (i) les apports directs par les précipitations alimentant le niveau de tourbe de surface (acrotème), auxquels sont soustraits les flux d'évapotranspiration, (ii) des flux d'eau latéraux depuis les tourbières boisées alimentant entre autres le niveau intermédiaire de tourbe, et (iii) des flux d'eau chargés en bicarbonates affectant principalement les niveaux de tourbe les plus profonds et dont l'origine a été résumée/discutée dans le paragraphe précédent. Le suivi de l'export d'eau à l'exutoire principal du système montre que ce dernier est un exutoire pérenne qui n'a pas connu d'assec même durant les périodes d'étiages y compris lors de la sécheresse sévère de 2018.

Le profil vertical des concentrations en calcium dissous simulé avec un transfert purement diffusif à l'interface substratum-tourbe ne permet pas de reproduire les profils mesurés, suggérant que des processus de transferts par convection sont à l'œuvre au sein de la tourbière (Lhosmot et al., 2021). La contribution importante des carbonates des calcaires Crétacé aux carbonates dissous dans les eaux de surface de la tourbière témoigne en faveur de transferts convectifs entre les niveaux profonds et de surface de la tourbière (Lhosmot et al., 2022a). La relation positive entre la recharge hivernale et la conductivité électrique moyenne à l'exutoire durant la période estivale suivante suggère que des transferts d'eau se font à l'échelle saisonnière depuis le pool d'eau carbonatée des niveaux profonds vers l'exutoire du système (Lhosmot et al., 2021). Cependant, la temporalité et l'importance des transferts d'eau et de solutés suscitent encore des interrogations (quantité, temps de transfert, localisation).

Le niveau de tourbe de surface est principalement soumis à des flux verticaux (précipitations, évapotranspirations), mais supporte également des transferts horizontaux, caractéristiques des plus fortes perméabilités horizontales de l'acrotème (Beckwith et al., 2003; Morris et al., 2011). Cette fonctionnalité a été mise en évidence au Forbonnet par la relation positive et non linéaire entre la profondeur de nappe et le débit à l'exutoire (chapitre 4, section 1). A l'échelle pluriannuelle, le maintien du niveau piézométrique proche de la surface est probablement influencé par les arrivées d'eaux souterraines carbonatées (échelle du BV – structures géologiques) et par les apports des tourbières boisées adjacentes (échelle de la tourbière, BV topographique). A l'échelle saisonnière la variabilité du niveau piézométrique est fortement influencée par les processus atmosphériques (précipitations, évapotranspiration).

1.1.3 Interface tourbière-atmosphère

Les interactions hydrologiques à l'interface tourbière-atmosphère se font principalement à travers les précipitations, l'évapotranspiration et l'interception par la végétation.

A l'échelle du BV topographique, l'interface tourbière-atmosphère a été étudiée à travers un bilan hydrologique (chapitre 4, section 2). Cette approche n'a pas permis de déterminer si un BV d'alimentation plus grand que le topographique est nécessaire, comme suggéré par les indices géochimiques. Néanmoins, les résultats soulignent que l'interception des précipitations joue un rôle important dans le bilan hydrologique de la tourbière en raison de la couverture importante de forêts d'épicéas (92 % de la surface) qui sont capables de retenir de l'ordre de 30 à 40 % des précipitations annuelles (Figure 161; Dohnal et al., 2014; Duranel et al., 2021; Price et al., 2003; Šrámek et al., 2019). La quantification de ce processus est nécessaire afin d'améliorer la compréhension du bilan hydrique du système, notamment en fonction de la distribution des événements pluvieux au cours de l'année (intensité, durée, déficit en vapeur d'eau de l'air).

Le suivi piézométrique a pu mettre en évidence la forte réactivité piézométrique aux précipitations du niveau de tourbe superficiel (acrotélme). De plus, le suivi des isotopes stables de la molécule d'eau dans ce même niveau présente une forte variabilité saisonnière, similaire à celle des précipitations, et suggère donc que l'eau y est renouvelée rapidement. Ces résultats sont concordants avec les processus de dilution/concentration des solutés dissous dans l'eau mis en évidence dans l'acrotélme (Lhosmot et al., 2022a).

Localement, dans la zone restaurée de la tourbière active, l'acrotélme présente un fonctionnement qui diffère du reste de la tourbière active. En effet, l'augmentation significative du niveau d'eau suite aux travaux de restauration s'est traduit par l'inondation de la partie sud-ouest de la tourbière active. Avant la restauration, cette zone était la plus affectée par le drainage et a donc été sujette à la subsidence de la tourbe (Calvar et al., 2018). Ce phénomène de drainage s'accompagne généralement de la compaction et la diminution probable de la conductivité hydraulique de la tourbe (Kennedy et Price, 2005; Price et al., 2003; Regan et al., 2019). Ainsi, le suivi des isotopes stables de la molécule d'eau dans le niveau de surface de tourbe montre une réactivité temporelle moins marquée en réponse aux événements de précipitations que dans le reste de la tourbière active (Lhosmot et al., 2022a). Malgré la restauration de la tourbière cinq ans auparavant, le drainage laisse probablement des stigmates sur les propriétés physiques de la tourbe, *i.e.* compaction du sol, pouvant affecter les proportions d'eau impliquées dans l'alimentation de la tourbière et les flux d'eau à l'interface tourbière-atmosphère notamment via l'évapotranspiration. Ainsi, une cartographie des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité) et physiques (densité) de la tourbe superficielle à l'échelle de la tourbière active permettrait d'étayer ces hypothèses.

1.2 Cycle du carbone

1.2.1 Le bassin versant hydrogéologique pourvoyeur de carbone inorganique dans la tourbière

Les circulations hydrologiques, que ce soit la recharge (bassin versant amont) de la tourbière ou les exports (bassin versant aval) vers les hydrosystèmes avals, sont porteuses de flux de carbone organique et inorganique (Campeau et al., 2017a; Marttila et al., 2018; Wallin et al., 2010). Le carbone inorganique est dans le contexte du site est dissous (DIC). Les différentes phases du DIC sont l'acide carbonique (H_2CO_3), les bicarbonates (HCO_3^-) et les carbonates (CO_3^{2-}). Le carbone organique peut être à la fois particulaire ou dissous et est principalement échangé de la tourbière vers les hydrosystèmes avals.

A l'échelle du BV amont, la tourbière « collecte » des flux d'eau enrichis en carbone inorganique dissous par les interactions gaz-eau-roche apportant du carbone d'origine biogénique (respiration des sols) et géogénique (carbonates). Cet apport de bicarbonates dissous augmente le pH de l'eau dans la tourbière par la réaction $\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \Rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Paradoxalement, la tourbière active est caractérisée par une végétation principalement oligotrophe et des eaux de surface acides. En effet, les eaux les moins acides et les plus concentrées en solutés dissous sont localisées dans les niveaux inférieurs de tourbe. Ainsi, leur impact sur la végétation reste localisé à certaines zones au niveau de la tourbière active. Localement néanmoins, il semble que ces conditions eutrophes favorisent la présence d'une flore préférant les conditions nutritives plus minérotrophes (*e.g.* Phragmites). Le bas marais est lui caractérisé par des pH autour de 6 même en surface comme en témoigne la végétation caractéristique d'un milieu minérotrophe (Briot, 2004). Outre les relations directes entre l'apport de bicarbonates dissous dans les eaux de la tourbière et la végétation, le rôle de ces apports sur le cycle du carbone organique au sein de la tourbière est à investiguer

L'export de bicarbonates vers le BV aval de la tourbière n'a, comme celui du carbone organique, pas été quantifié dans le cadre de ce travail. Au Forbonnet, ces exports prennent la forme d'eau de ruissellement vers les hydrosystèmes de surface (Lotaud → Dugeon → Doubs) et/ou d'infiltration vers le système karstique régional (Creux-au-Lard → Source de l'Ain). La quantification de ces flux est une nécessité pour contraindre le bilan carbone complet de la tourbière du Forbonnet. De plus, cela peut permettre de contraindre les apports de carbone vers les hydrosystèmes avals où le devenir physico-chimique et écologique du carbone (flux de carbone vers l'atmosphère, qualité des eaux, biodiversité) reste à étayer.

1.2.2 Echelle de la tourbière

1.2.2.1 Rôle des apports d'eau carbonatés sur la méthanogenèse

La signature isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) mesurée sur le carbone inorganique dissous (DIC) des eaux de la tourbière a été comparée à celle modélisée, en considérant les signatures des sources potentielles de DIC et les fractionnements associés aux changements de phase du DIC ($\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-}$). Dans les niveaux anaérobies de la tourbière active, le $\delta^{13}\text{C}$ du DIC mesuré est significativement plus enrichi que celui modélisé (Figure 161 ; (Lhosmot et al., 2023)). Cet enrichissement est compatible avec la production de CH_4 qui enrichit le DIC en ^{13}C (Galand et al., 2010; Lansdown et al., 1992; Steinmann et al., 2008). L'enrichissement est le plus fort pour les eaux avec une forte teneur en bicarbonates et un pH supérieur à 6. Ces résultats témoignent du lien probable entre le fonctionnement hydrologique (mécanismes d'alimentation en eau) et le cycle du CH_4 dans la tourbière. En effet, l'apport de bicarbonates dissous (1) modifie les conditions d'acidité du milieu, ce qui influence les communautés microbiennes présentes (Andersen et al., 2013) et (2) constitue un potentiel substrat pour la méthanogenèse (voie hydrogéntrophique ; Lamers et al., 1999). Pour affirmer ou non la dernière hypothèse il est nécessaire de caractériser les voies métaboliques de production de CH_4 (communautés d'archées) dans la tourbière.

Ces processus semblent également dépendre du type de tourbière. Au Forbonnet, le bas marais, présentant des pH peu acides (~6-7) ne montre pas d'enrichissement du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Figure 161). Ce contraste avec la tourbière active peut être expliqué par plusieurs hypothèses *e.g.*, épaisseur plus faible du catotème, différence de voie métabolique de production de CH_4 , eau plus rapidement renouvelée, matière organique plus labile favorisant la fermentation au détriment de la production de CH_4 (Lhosmot et al., 2023), qui sont autant d'axes de recherche qui pourront être investigués à l'avenir.

1.2.2.2 De la production du CH₄ à son transfert vers l'atmosphère

Bien que le taux de production de CH₄ en réponse aux apports de bicarbonates ne soit pas quantifié, la question du devenir du CH₄ produit dans les niveaux anaérobies profonds, fait écho à la question du transfert du CH₄ de sa zone de production vers l'atmosphère (Clymo et Pearce, 1995; Fechner et Hemond, 1992; S. C. Whalen, W. S. Reeburgh, 2000; Throckmorton et al., 2015). Le CH₄ produit peut rejoindre l'atmosphère par diffusion, ébullition ou par les tissus aérénchymes des plantes. Cependant, à cause des faibles perméabilités de la tourbe, ces processus peuvent être lents comparés au taux de production et amener au stockage du CH₄. Brown et al. (1989) et Waldron et al. (1999) montrent que le CH₄ (sous forme gazeuse) peut être stocké dans les niveaux profonds à cause des faibles perméabilités de la tourbe. En particulier, Waldron et al. (1999) suggèrent, par suivi isotopique (δD_{CH_4} , $\delta^{13}C_{CH_4}$, $\delta^{13}C_{CO_2}$), la présence de deux réservoirs distincts de CH₄, l'un « dynamique » (0-2 m) et le second « statique » (3-5 m). Avec un suivi piézométrique de pression hydraulique, Rosenberry et al. (2003) mettent en évidence des zones où le CH₄ gazeux en surpression représente entre 9 et 13 % du volume total de tourbe. Ces surpressions en CH₄ induisent des variations saisonnières d'élévation de la surface de la tourbière qui répondent aux changements de pressions atmosphériques, une diminution de la pression atmosphérique générant un relargage de CH₄ sous forme de bulles (Glaser et al., 2004; Strack et al., 2006).

Par conséquent, nous pouvons nous poser la question de la contribution de chaque niveau de tourbe au CH₄ émis vers l'atmosphère. Le suivi isotopique ($\delta^{13}C$; ^{14}C) du CH₄ émis et dissous dans les différents niveaux de tourbe, pourraient aider à distinguer les zones de forte production des zones de forte contribution aux flux mesurés à l'interface tourbière-atmosphère (Chasar et al., 2000; Garnett et al., 2013). Par exemple, Levy et al. (2014 ; et références associées) suggèrent que les mouvements verticaux d'eau (recharge par les précipitations) sont susceptibles de déplacer du DOC labile, produit dans les niveaux de surface, vers les niveaux profonds et favoriser la méthanogenèse. Ainsi, une approche isotopique pourrait permettre de quantifier la contribution de DIC issu des carbonates (« vieux carbone ») de celui issu de la MO (« jeune carbone ») dans la production et l'émission de CH₄. Cet exemple illustre une fois de plus le besoin de combiner la compréhension de la dynamique hydrologique à celle du carbone. Ce suivi isotopique pourrait être couplé à la mesure de la concentration en CH₄ dissous (approche quantitative) et des communautés méthanotrophes et méthanogènes le long du profil vertical de tourbe. En effet, l'étude combinée de ces paramètres permettrait de caractériser finement la dynamique du CH₄ dans une tourbière (Perryman et al., 2022) et notamment le cycle diurne marqué des échanges de CH₄ à l'interface tourbière-atmosphère mis en évidence par (Lhosmot et al., 2022b).

1.2.2.3 Effets de la restauration sur la végétation : élément clé dans la séquestration du carbone d'une tourbière

L'augmentation du niveau d'eau dans une tourbière associée à une restauration s'accompagne généralement d'un changement de communauté végétale, avec en particulier le développement de sphaignes aux détriments de plantes vasculaires. Un tel changement de trajectoire a directement des impacts sur la dynamique du carbone de l'écosystème de par la qualité de la matière organique produite et sa capacité à être dégradée. Au Forbonnet, le suivi piézométrique pré- et post-restauration a mis en évidence une augmentation très rapide du niveau piézométrique. L'inondation d'une zone d'environ 0,2 ha (chapitre 4, section 1) à proximité de la digue a asphyxié de nombreux Pins à Crochet (Figure 162). De plus, le Conservatoire botanique national (CBN) de Franche-Comté a réalisé un suivi détaillé de la végétation au niveau de dix placettes (carré de végétation ; Figure 163). Les relevés de végétation ont été réalisés en juillet 2015 (campagne témoin avant impact de la restauration; Guyonneau et Collaud, 2016) et en 2018 et 2020 (Guyonneau, 2020).

Les résultats de ces suivis montrent un changement de végétation dont l'ampleur suit une diminution graduelle en s'éloignant des ouvrages de restauration et donc de l'augmentation de la hauteur de la nappe (Guyonneau, 2020). En effet, le changement de couverture végétale (2015 à 2018) est le plus significatif pour les placettes localisées les plus près de la zone de restauration (R1 à R5 ; Figure 163). Pour les placettes plus éloignées de la zone de travaux, seuls des changements non-significatifs ont été observés. L'ensemble des changements de couvert végétal se traduit par une diminution des Pins à Crochets et de la Callune au bénéfice d'espèces hygrophiles (linaigrette vaginée, laîche à ampoules, Scheuchzerie des marais). Outre l'augmentation de la couverture des espèces de Sphaignes (notamment *Sphagnum Recurvum*), *Sphagnum rubellum*, espèce plus hygrophile que *Sphagnum capilifolium*, a eu tendance à la remplacer. Plus de détails sont disponibles dans le rapport du CBN (Guyonneau, 2020).

Ces résultats, obtenus indépendamment du suivi hydrologique, sont cohérents avec ces derniers et montrent un lien étroit entre niveau hydrologique et couvert végétal du site. Alors que la subsidence de la tourbière était observée (minéralisation de la tourbe et transformation en CO₂ ; Calvar et al., 2018), l'effet de la restauration a stoppé cette dynamique en dirigeant l'écosystème vers un nouvel équilibre favorisant la turfigénèse.



Figure 162 : Photographie d'une partie de la zone inondée en Janvier 2020. Le retour de la végétation turfigène (e.g. Sphaignes) ainsi que la présence de Pins à Crochet morts asphyxiés sont observables.

Par ailleurs, la concentration en DOC au niveau de l'acrotélme est significativement plus élevée dans la zone restaurée que dans le reste de la tourbière active (Annexe 17). Fenner et al. (2011) ont montré que plusieurs années après la restauration d'une tourbière tempérée, les zones initialement les plus sèches une fois remises en eau peuvent constituer des hotspots de production de CH₄ et de DOC. Ainsi, les fortes concentrations de DOC (> 40 mg L⁻¹) mesurées au Forbonnet suscitent des questions quant aux échanges de carbone entre la tourbière et l'atmosphère dans cette zone, dont la dynamique est probablement influencée par le faible renouvellement des eaux de surface.

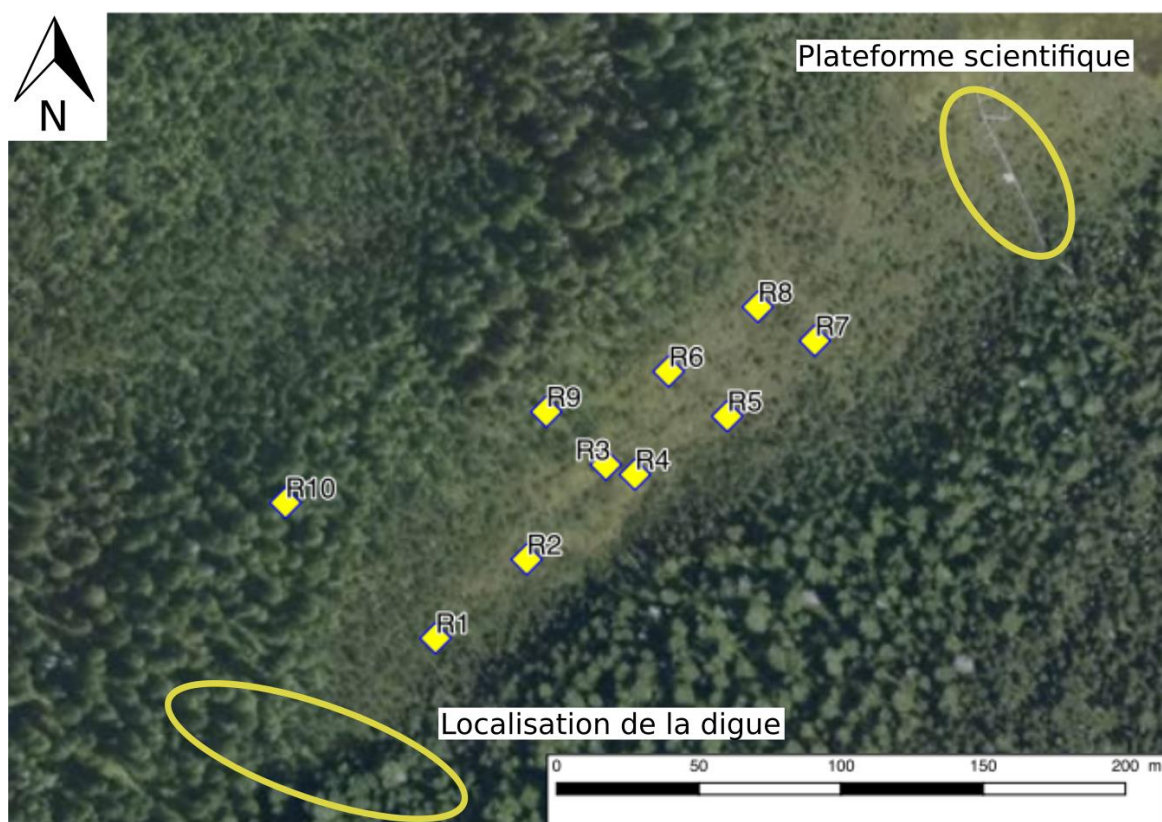


Figure 163 : Carte de localisation des placettes de suivi de végétation (surface de 4 m²). Modifiée d'après Guyonneau et Collaud (2016). La placette R1 est localisée dans la zone devenue la plus humide après la restauration (zone inondée).

1.2.3 Interface tourbière-atmosphère

La mesure des flux de gaz à effet de serre (GES) au Forbonnet, par les méthodes eddy-covariance et chambre, montre une saisonnalité marquée avec des flux plus importants durant la période estivale.

A l'échelle de l'écosystème, en ce qui concerne les flux de CH₄ (FCH₄), les mesures réalisées avec la méthode eddy-covariance ont mis en évidence les contributions de trois réacteurs selon l'axe vertical (végétation, acrotélme, catotélme), qui *in fine* se traduisent par un cycle journalier marqué (Figure 161, chapitre 7). Alors que les FCH₄ les plus faibles sont attendus entre Décembre et Février, *e.g.* lorsque les températures du sol sont les plus faibles, limitant l'activité biologique (et donc la méthanogenèse) tout en augmentant la solubilité des gaz dissous, il s'avère que les flux les plus faibles (forte densité de flux négatifs) ont été mesurés de Mars à Mai. Ce décalage temporel est vraisemblablement dû à l'inertie thermique de la tourbe dans les niveaux profonds. En effet, l'augmentation plus rapide de la température du niveau de l'acrotélme stimule probablement la méthanotrophie au détriment de la méthanogenèse (catotélme). De plus, les flux négatifs, se produisant systématiquement à la mi-journée, sont concomitants de fortes valeurs de densité de flux de photons photosynthétiques (PPFD), de flux de chaleur latente, et de flux négatifs de Net Ecosystem Exchange (NEE), suggérant un contrôle de la photosynthèse sur l'oxydation du CH₄. Les mesures montrent un cycle diurne marqué avec des flux plus importants la nuit et plus faibles la journée, où la photosynthèse joue probablement un rôle clé (production de O₂ et oxydation du CH₄ au sein des sphaignes). Cette cyclicité est l'opposé de ce qui est observé dans les tourbières dominées par des plantes vasculaires, montrant le rôle prépondérant de la couverture végétale sur les échanges de CH₄ à l'interface tourbière-atmosphère. Ces résultats ouvrent ainsi des perspectives de travail, *e.g.* quantification des processus biotiques et abiotiques affectant les FCH₄, et souligne l'importance de considérer les variations diurnes de FCH₄ avant

de modéliser les flux à des échelles de temps plus grandes (saisonnière, annuelle), notamment dans le cadre de projections climatiques.

De plus, les mesures EC révèlent que les valeurs de NEE sont plus importantes durant la période estivale humide (2021) que durant les périodes estivales sèches (2019 et 2020). La Reco moyenne n'est cependant pas différente pour ces trois périodes, suggérant une activité photosynthétique plus importante durant la période estivale humide. Cette hypothèse a pu être vérifiée avec les mesures chambre qui ont permis de calculer la GPP. Cependant, lors d'une période très humide (inondation des sphaignes, printemps 2021) les flux de GPP diminuent drastiquement, montrant la réponse non linéaire (effet seuil) de la GPP aux conditions hydrologiques (Figure 161). Outre les conditions hydrométéorologiques, les flux sont influencés par un gradient échohydrologique. La zone la plus humide dominée par les sphaignes de la tourbière est caractérisée par des FCH₄ plus importants pour toutes les conditions hydrométéorologiques. Les flux de GPP sont plus importants dans cette zone pour les périodes estivales sèche et humide mais pas lors de la période très humide où le gradient s'inverse. Enfin, pour la Reco, les flux sont les plus faibles dans la zone humide durant les périodes estivale humide et printanière très humide. Il n'y a cependant pas de différence significative durant la période estivale sèche (Figure 161).

Par ailleurs, le réchauffement passif de l'air induit par les OTC (Open Top Chamber) ne montre pas d'effet significatif sur les flux de GES. Plus de mesures sont nécessaires (nombre de site, fréquence de mesure) pour étayer l'impact des OTC sur les flux de GES. De plus, une caractérisation de la surface foliaire et une quantification du type de végétation au sein des placettes et au cours de la saison pourrait aider à expliquer les résultats observés. En revanche, malgré l'effet contrasté des OTC sur la température de l'air et du sol, Jassey et al. (2011a) montrent au Forbonnet, en période estivale, une diminution de la teneur en eau des sphaignes et une diminution des composées phénoliques, pouvant affecter les échanges de carbone à l'interface tourbière-atmosphère. Cependant, cet effet n'est pas homogène, en étant plus marqué sur la zone WET, révélant la complexité du système.

2 Implications de ce travail de thèse pour répondre aux enjeux climat, eau et biodiversité

Ce travail a montré qu'il est important de considérer la tourbière non pas seulement comme un écosystème remarquable isolé, mais comme un système relai au sein de la Zone Critique qui régule les transferts d'eau et chimiques entre les systèmes hydro-géo-bio-logiques en amont et en aval, nécessitant donc de sécuriser les zones de recharges (karst, tourbières voisines) du point de vue quantitatif et qualitatif. Cela implique de considérer les tourbières à des échelles de travail emboîtées, de l'échelle des structures géologiques régionales aux processus biogéochimiques locaux dans l'eau interstitielle. Toujours avec une considération plus large que la tourbière elle-même, la conservation d'une continuité écologique avec d'autres écosystèmes similaires est un levier dans le but de maintenir une diversité génétique des espèces qui y sont inféodées (Moncorge et Gisbert, 2016). Ce travail montre que cette continuité, reconnue comme essentielle en surface, l'est très probablement autant dans le milieu souterrain, via, notamment les échanges d'eau et d'éléments entre les tourbières et les systèmes hydrogéologiques d'importance régionale.

2.1 Quantification du bilan GES pour affiner les modèles climatiques

Afin d'intégrer et de quantifier le bilan GES entre les tourbières et l'atmosphère, et de prédire l'impact futur des tourbières sur le climat, il est nécessaire de mesurer leurs échanges (directs et indirects) de GES avec l'atmosphère. Ce besoin s'inscrit dans l'objectif d'une meilleure contrainte des modèles climatiques mais également dans l'objectif de « neutralité carbone » d'ici 2050 fixé par la France, et auquel les tourbières peuvent participer à travers leur restauration afin de préserver leur stock de carbone (Tanneberger et al., 2021a). Plus largement, les tourbières sont intégrées dans l'objectif de séquestration du carbone dans les sols Français comme en témoigne l'initiative 4 pour 1000 (Pellerin et al., 2020). Afin d'atteindre ces objectifs, une question essentielle est « **Quel pouvoir radiatif exerce une tourbière ?** ».

Le bilan des échanges de flux de GES carbonés à l'interface tourbière-atmosphère est un indicateur important du pouvoir radiatif d'une tourbière sur le climat (Campeau et al., 2017a; Nugent et al., 2018). Dans le but d'avoir un ordre de grandeur de ces échanges, il existe des indicateurs simples comme la température de l'air et du sol, le type de végétation, et la profondeur de la nappe d'eau (Couwenberg et al., 2011; Evans et al., 2021; Liu et al., 2022). Ces indicateurs sont actuellement utilisés, notamment par les gestionnaires, pour évaluer la réussite d'une restauration ou le cas échéant, la nécessité de restaurer une tourbière émettant une quantité importante de carbone (projet de label bas carbone porté par le Pôle relais Tourbières, Thèse de Lise Pinault « Contribution des tourbières françaises à l'objectif national de neutralité carbone de 2050 ») En effet, les échanges de carbone avec l'atmosphère dépendent de l'état de dégradation d'une tourbière.

Au Forbonnet, les mesures eddy-covariance sur deux ans et demi ont été utilisées dans cette thèse dans le but de contraindre les facteurs de contrôle des flux, *e.g.* en utilisant donc que les données brutes. Cependant, ces données constituent aussi une première base pour établir le bilan des flux verticaux de carbone. Du fait de la localisation de la tour à flux, une partie importante des données est filtrée pour ne garder que les données représentatives de la tourbière active. Par conséquent, il est nécessaire de combler les trous dans la série temporelle afin de pouvoir calculer un bilan cumulé (Aubinet et al., 2012; Wutzler et al., 2018). Cette étape s'appelle le « gap-filling » (comblement des trous) qui recourt à l'utilisation de variables prédictives telles que la température, le déficit de pression de vapeur de l'air, l'humidité relative de l'air, ou encore le rayonnement solaire. Le travail de gap-filling a été réalisé par A. Jacotot (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans - ISTO, Université d'Orléans, UMR7327 / Institut National de la Recherche en Agriculture, Alimentation et Environnement - INRAE, UMR 1069 SAS, plus de détail en Annexe 18).

A partir de ces données, le cumul annuel des flux de CH₄ et de CO₂ a pu être calculé et donne une première estimation des échanges cumulés de CH₄ et de CO₂ entre la tourbière active du Forbonnet et l'atmosphère (net ecosystem carbon balance – NECB ; Figure 164). Sans tenir compte des export latéraux de carbone, la tourbière active du Forbonnet (*e.g.*, empreinte de la tour à flux) est un puits de carbone sur les trois années d'études, car la séquestration de carbone par la production primaire brute (de -52 à -208 g C m⁻² an⁻¹) est nettement supérieure au carbone émis à travers les émissions de CH₄ (~23-26 g C m⁻² an⁻¹; Figure 164).

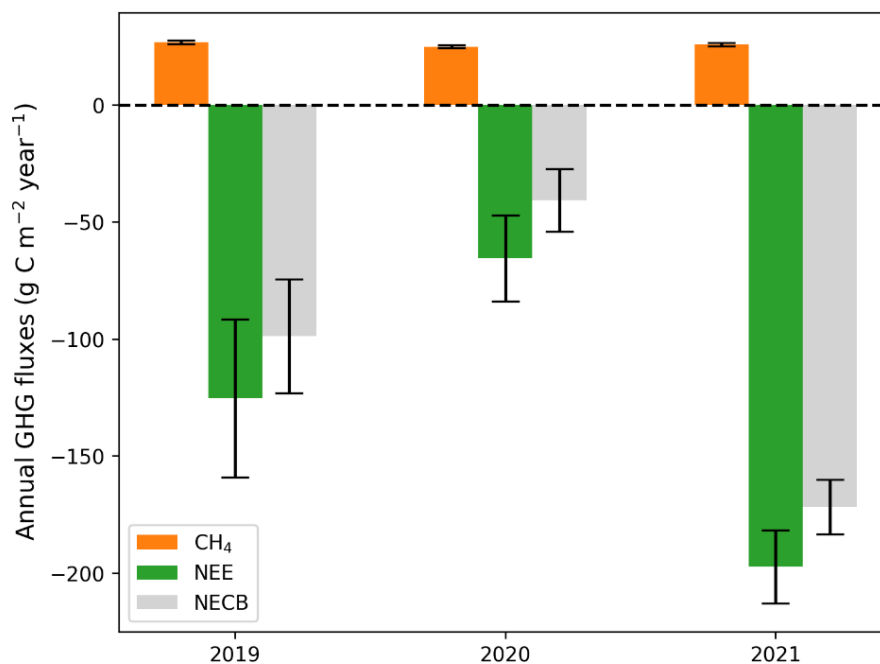


Figure 164 : Cumul annuel de CH₄ et de CO₂ (NEE) sur la tourbière active du Forbonnet issu du gap-filling des données eddy-covariance (g C. m⁻² an⁻¹). Est également représenté le net ecosystem carbon balance (NECB) correspondant à l'échange net de carbone entre la tourbière et l'atmosphère en considérant les flux de CH₄ et CO₂ mesurés.

Outre le bilan du cumul de CH₄ et de CO₂ échangés entre la tourbière et l'atmosphère, il est nécessaire de pouvoir comparer ces deux GES du point de vue du pouvoir réchauffant. Ainsi, le NECB a été exprimé en gramme de « CO₂-équivalent », c'est-à-dire en considérant que chaque gramme de CH₄ a un pouvoir réchauffant de l'ordre de 28 fois plus important que celui du CO₂ à l'horizon 100 ans (Figure 165; IPCC, 2013). Ces résultats montrent que la tourbière à l'horizon 100 ans a un effet réchauffant sur le climat (NECB > 0 ; Figure 165). Cependant, cette information doit être considérée avec précaution pour plusieurs raisons :

(1) La notion de pouvoir réchauffant à l'horizon 100 ans appliquée aux tourbières est discutable (Frolking et al., 2006; Wilson et al., 2016). Bien que sur le court terme (centaines d'années) les émissions de CH₄ exercent un pouvoir réchauffant, Frolking et al. (2006) montrent que sur des échelles de temps plus longues (milliers d'années) les tourbières participent à refroidir le climat grâce à la diminution de la quantité de carbone dans l'atmosphère. Ce résultat illustre donc le besoin de considérer les services écosystémiques apportés par les tourbières sur des échelles de temps longues (milliers d'années).

(2) L'empreinte de l'eddy-covariance ne représente qu'environ 1,5 ha. Comparé aux 300 ha du complexe tourbeux de Frasne, cet échantillon n'est pas représentatif de l'ensemble du complexe et ne doit pas être extrapolé à l'échelle de celui-ci car une diversité importante de type de tourbières y est rencontrée. En effet, la zone d'empreinte de l'EC est probablement une des zones les plus humides du complexe tourbeux et même de la tourbière active (eau circulant en surface). Par conséquent, cette zone est potentiellement une zone où l'épaisseur de compartiment oxydatif de CH₄ n'est pas très importante comparée au reste de la tourbière active et des tourbières bombées du complexe tourbeux.

(3) Les échanges de GES entre tourbière et atmosphère peuvent être très variables d'une année à l'autre et dépendent de nombreux facteurs biotiques et abiotiques (Aslan-Sungur et al., 2016; McVeigh et al., 2014; Wilson et al., 2016). Nous ne possédons ici que 3 années de mesures. De plus, le gap-filling joue ici un rôle important puisque seulement 25 % des données mesurées sont conservées. Il est donc indispensable de

mesurer ces échanges sur un nombre plus important d'années pour lisser l'influence de la variabilité interannuelle.

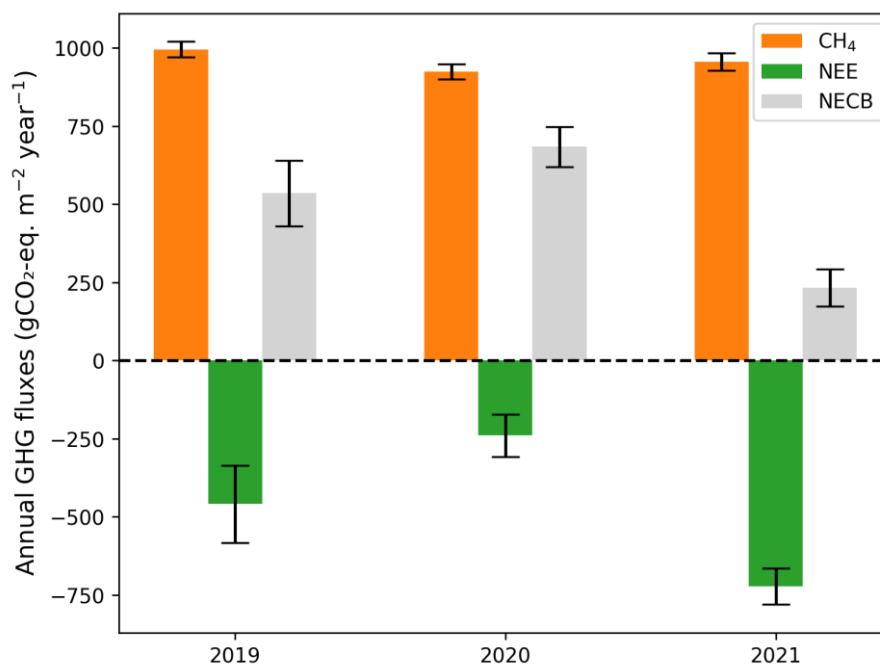


Figure 165 : Cumul annuel de CH₄ et de CO₂ (NEE) sur la tourbière active du Forbonnet issu du gap-filling des données eddy-covariance (g CO₂-eq. m⁻² an⁻¹). Est également représenté le net ecosystem carbon balance (NECB) correspondant à l'échange net de carbone entre la tourbière et l'atmosphère en considérant les flux de CH₄ et CO₂ mesurés.

Afin de réaliser de façon complète un bilan carbone et/ou du pouvoir radiatif d'une tourbière, il est aussi nécessaire de quantifier les exports fluviaux de carbone organique et inorganique (Campeau et al., 2017a; D'Angelo et al., 2021; Nugent et al., 2018). La conductivité électrique de l'eau peut être, dans le contexte carbonaté du Forbonnet, considérée comme un proxy de la concentration en DIC (Lhosmot et al., 2021). Cependant, il serait nécessaire de différencier le DIC provenant (1) de la dissolution des carbonates en amont de la tourbière, *i.e.* dans le karst, qui par définition ne fait donc pas partie du bilan carbone de la tourbière, (2) de l'altération des carbonates sous-jacents comme la moraine causée par l'acidité de la tourbière, et (3) du DIC issu de la dégradation de la matière organique. Par ailleurs, en ce qui concerne le carbone organique, il n'y a pas actuellement de suivi continu et robuste de son export au Forbonnet. Dans le cadre des objectifs du SNO Tourbières et de l'Observatoire de la Zone Critique (OZCAR) de telles mesures sont amenées à être implémentées par l'installation d'une sonde mesurant la fluorescence de la matière organique. Une fois des mesures réalisées, la quantification et la prédiction (en intégrant les projections climatiques) de ces exports serait envisageable en utilisant comme modèle réservoir KarstMod pour simuler le débit de l'exutoire (Annexe 9 ; Mazzilli et al., 2019).

Enfin, outre les échanges de GES carbonés, les tourbières sont également une source de protoxyde d'azote (oxyde nitreux, N₂O) dont le pouvoir réchauffant est 265 fois supérieur à celui du CO₂ à l'horizon 100 ans (Shulka et al., 2019). Ces émissions étant positivement corrélées avec la profondeur de la nappe d'eau (Liu et al., 2020), l'évaluation de ces échanges est d'autant plus importante dans le contexte de changement climatique (assèchement des tourbières tempérées) afin de réaliser un bilan complet du pouvoir réchauffant d'une tourbière. Par conséquent, les travaux de restaurations peuvent également réduire les émissions de N₂O vers l'atmosphère (Liu et al., 2020).

2.2 Préservation et restauration : une vision long terme pour des actions court terme

A court terme (années – décennies), les effets de la restauration hydrologique sur les flux de GES sont de mieux en mieux contraints (Günther et al., 2020; Humpenöder et al., 2020; Parry et al., 2014). La hausse du niveau piézométrique, induite par une restauration, augmente généralement les émissions de CH₄, notamment au niveau des zones inondées et des drains comblés qui peuvent être considérés comme des hot spots de production de CH₄ (Abdalla et al., 2016; Waddington et Day, 2007). En contrepartie, la hausse du niveau piézométrique limite la respiration aérobie et les émissions de CO₂ vers l’atmosphère. Cependant, les tourbières sont des écosystèmes qui évoluent sur des échelles de temps longues (centaines à milliers d’années). Il est donc nécessaire de garder à l’esprit que l’objectif de telles restaurations est de conserver la fonctionnalité de l’écosystème, et par conséquent la capacité à stocker du carbone sur le long terme. Par ailleurs, Humpenöder et al. (2020) montrent à travers un travail de modélisation pour le scénario climatique RCP 2.6 que d’une part la protection des tourbières intactes, et d’autre part la restauration des tourbières dégradées dans les années à venir, peuvent faire passer les tourbières de source à puits de CO₂-équivalent d’ici 2100.

La restauration des tourbières couvre ainsi différents enjeux, du climat (stockage de carbone à l’échelle globale), à des enjeux plus locaux tels que la ressource en eau, la biodiversité locale, le patrimoine paysager ou encore la préservation d’archives écologiques, climatiques et de l’activité anthropique. C’est dans ce contexte que le programme Life Tourbières du Jura (2014-2021) a été mis en œuvre et que le programme Life Climat Tourbières du Jura (2022-2029) poursuit le même objectif, avec, en outre, le but de quantifier la capacité des tourbières à stocker/capter le carbone. A l’heure où les sécheresses de plus en plus sévères frappent le massif du Jura, la restauration des tourbières devient une priorité afin de préserver les services écosystémiques. Ainsi, il est légitime de se poser la question « **dans quelle mesure les travaux de restauration vont pouvoir atténuer les effets du changement climatique sur l’état hydrique des tourbières et leurs émissions de GES ?** » (Samaritani et al., 2011). Pour répondre à cette question et évaluer les tendances que vont prendre le fonctionnement des tourbières dans les prochaines années, la continuité du suivi long terme des variables hydrométéorologiques, aujourd’hui assurée par le SNO Tourbières est indispensable.

Le rôle de l’Homme dans le devenir des tourbières se joue également à d’autres échelles qu’à travers leur restauration et leur préservation, illustrant une nouvelle fois le concept de Zone Critique. En effet, l’accentuation de dépôts azotés atmosphériques sur les tourbières modifie la disponibilité en nutriments et par conséquent impacte la dynamique microbienne et végétale (Berendse et al., 2001; Chiapusio et al., 2022). Bien que les effets de l’augmentation des dépôts azotés sur la physiologie des sphagnes soient contrastés, le principal effet se traduit sur le long terme par une réduction de la croissance des sphagnes et par l’expansion des plantes vasculaires. Hurkuck et al. (2014) montrent, pour une tourbière en Allemagne, que ces dépôts azotés sont essentiellement dus à l’activité agricole intensive environnante. Ainsi, une accentuation de ces dépôts, c’est-à-dire une augmentation des activités agricoles, ou au contraire des mesures préventives vis-à-vis de ces dépôts, peuvent influencer l’équilibre des tourbières durant les prochains siècles.

2.3 Impact du changement climatique sur les services écosystémiques des tourbières

Les écosystèmes dépendants d'un système d'alimentation en eau imbriqué peuvent présenter une certaine résilience en terme d'alimentation en eau du fait de la réponse parfois décalée de chaque voie d'alimentation (Bertrand et al., 2012; Kløve et al., 2014; Santoni et al., 2021). En particulier, cette résilience peut dépendre du temps de transfert entre les zones de recharge et les écosystèmes alimentés. Par exemple, des flux d'eau souterrains avec une plus forte inertie temporelle favorisent la résilience des écosystèmes qu'ils alimentent face aux sécheresses estivales. Au Forbonnet, les connexions entre les différentes tourbières du complexe constituent certainement un contexte favorable à une forme de résilience hydrologique, de par l'inertie du réservoir qu'elles constituent. Cependant, en ce qui concerne les apports d'eau bicarbonatée des systèmes karstiques/morainiques sous-jacents, la question reste davantage ouverte puisque la temporalité de ces échanges et leurs directions (tourbière drainante vs. tourbière drainée) demeure encore mal contrainte.

Par ailleurs, la réduction de la quantité ainsi que la précocité de la fonte du manteau neigeux s'accélère de manière significative dans les régions de moyennes montagnes (IPCC, 2022). Des études montrent qu'il en résulte une augmentation de la recharge hivernale des eaux souterraines au détriment de la période printanière (Meeks, 2017; Nygren et al., 2020). Le printemps est une période charnière de par l'augmentation de l'activité du sol et de la végétation. De telles modifications sont susceptibles d'impacter le fonctionnement des tourbières. De plus, la proportion plus importante de précipitations liquides au détriment de la neige en hiver peut accélérer les transferts d'eau vers les hydrosystèmes en aval. En effet, comme durant la période hivernale la très faible évapotranspiration s'accompagne généralement d'un niveau piézométrique élevé, l'augmentation de la recharge peut excéder la capacité de stockage d'eau de la tourbière (overflow). Considérant cette modification de la recharge hivernale, mais aussi l'augmentation des événements extrêmes (pluie/sécheresses), et les choix de gestion (restauration améliorant l'adaptation de la capacité de stockage d'eau de la tourbière - « bog breathing », par exemple), **comment, à l'avenir, le rôle de relais hydrologique des tourbières va-t-il évoluer ?**

Une recharge se produisant davantage en hiver au détriment du printemps, associée à l'augmentation des périodes de sécheresses estivales, peut accélérer l'assèchement général des tourbières tempérées observé depuis les deux derniers siècles (Swindles et al., 2019). Or, des assèchements chroniques perturbent l'équilibre des tourbières, notamment les communautés végétales, -développement de plantes vasculaires avec des racines de plus en plus profondes au détriment des sphaignes-, et microbiennes (Antala et al., 2022; Malhotra et al., 2020; Malmer, 1986; Norby et al., 2019). Comme la matière organique produite par les plantes vasculaires est plus labile que celle des sphaignes, l'effet combiné d'un réchauffement et d'un assèchement peut diminuer la capacité des tourbières à séquestrer du carbone (Cai et al., 2010; Mäkiranta et al., 2018). Le fonctionnement des tourbières faisant intervenir une multitude de mécanismes biotiques et abiotiques, il en résulte que les conséquences du changement climatique favorisent à la fois des rétroactions positives et négatives. En ce qui concerne les tourbières de l'hémisphère nord – hors zone fonte du pergélisol -, le « shift » d'une végétation dominée par les sphaignes vers des plantes vasculaires et le développement d'arbustes peut faire basculer les tourbières de puits à sources de carbone vers l'atmosphère (Loisel et al., 2021). L'augmentation de l'effet de serre (et de la température de l'air) qui en résulte est donc amené à assécher davantage les tourbières, qui émettent ensuite plus de CO₂ vers l'atmosphère, constituant une rétroaction positive. En revanche, les conséquences du changement climatique sur l'impact des tourbières sur le climat semblent dépendre des scénarii climatiques envisagés. Par exemple, Qiu et al. (2022) rapportent que d'ici 2300 les tourbières peuvent soit être un puits de carbone (RCP 2.6) ou inversement une source de carbone vers l'atmosphère (RCP 8.5) pouvant aboutir à une hausse de la température moyenne de l'air globale de 0,21 °C.

Ce travail montre que les périodes hydrologiques extrêmes, *i.e.* sécheresses et inondations durant la période de croissance végétale, diminuent considérablement la capacité photosynthétique des sphaignes (périodes en dehors de l'optimum d'activité photosynthétique ; Bragazza, 2008; Haraguchi et Yamada, 2011; Tuittila et al., 2004). De plus, cette bipolarisation du climat augmente la fluctuation de la WTD qui favorise la dégradation de la MO, et donc les émissions de CO₂ (Barel et al., 2021; Górecki et al., 2021). Dans ce contexte, la production primaire brute serait amenée à diminuer dans les zones dominées par les sphaignes et au contraire augmenter dans celles couvertes par des plantes vasculaires, plus tolérantes aux conditions sèches (Antala et al., 2022). Cependant, l'activité photosynthétique et les activités microbiennes/enzymatiques ne montrent pas des réponses linéaires face aux modifications de leur environnement, mais plutôt des réponses ponctuées d'effets seuils (Haraguchi et Yamada, 2011; Jassey et al., 2018). Alors que la respiration (activités des micro-organismes) et la photosynthèse sont positivement corrélées avec la température (Li et al., 2021b, 2021a), au-delà d'un certain seuil, ces processus peuvent être inhibés/ralentis (Criquet et al., 2000; Kang et al., 2022). Enfin, bien que les événements hydrologiques extrêmes aient un effet immédiat sur les flux de GES des tourbières, la question de leur impact sur le bilan annuel de ces échanges reste davantage ouverte car des effets seuils et/ou des rétroactions sont susceptibles de se mettre en place. Par exemple, Binet et al. (2013) montrent qu'un an après une sécheresse la porosité de la tourbe n'est pas totalement saturée, et ce, malgré la remontée du niveau piézométrique. Les sécheresses peuvent également favoriser les feux de tourbières (Turetsky et al., 2015).

Le développement de la couverture arbustive et arboricole peut vraisemblablement augmenter l'interception des précipitations par la végétation et donc réduire la recharge directe de la tourbière. En parallèle, l'interception peut également être modifiée par le changement du régime de précipitations caractérisé par l'augmentation des événements extrêmes (Trenberth, 2011). En effet, la proportion de précipitations interceptées est plus importante pour les petits événements pluvieux que pour les forts événements (Šrámek et al., 2019). En fonction du poids respectif de l'augmentation de la couverture d'épicéas et du changement des régimes de précipitations, la quantité d'eau entrant dans le système est amenée à évoluer positivement ou négativement, soulignant le besoin de contraindre/quantifier l'effet et la temporalité de ces modifications pour les intégrer dans les modèles climatiques.

2.4 Les tourbières : outils pédagogiques pour vulgariser les enjeux environnementaux actuels ?

Les tourbières rassemblent l'ensemble des enjeux du 21^{siècles} (climat, eau, biodiversité). Ainsi, ces écosystèmes constituent un outil de communication très intégrateur pour sensibiliser le public à ces enjeux. Dans le cadre de ce travail de thèse, cet aspect a été expérimenté au travers d'actions grands publics, ou auprès de gestionnaires et d'étudiants (collaboration pour la réalisation d'un escape game intitulé « Clément Massif et la Clé temporelle »), communications lors des [journées du Karst](#), échanges dans le cadre du Tour des Savoirs d'Aurélié Gonet, présentation au Lycée de Montbéliard dans le cadre de la journée mondiale de l'eau, co-organisation d'une journée technique sur la tourbière de Frasne, conférence grands public à Frasne, communication lors du colloque organisé par l'association le Groupe d'Etude des Tourbières, intervention dans le cadre d'une Ecole de Terrain d'étudiants de Master 2).

Ce lien entre recherche et enjeux environnementaux et sociétaux est à renforcer pour favoriser l'acceptation et le développement de programmes de restauration et de préservation des éco- et hydrosystèmes tels que les tourbières. Cet effort de communication met aujourd'hui la recherche au cœur des actions vers la Société dans un contexte d'accélération du changement global. Plus largement, le fil conducteur de ces actions n'est autre que la compréhension et l'appropriation de la « Zone Critique » qui intervient dans un « Moment Critique » de son histoire.

Bibliographie

- Abdalla, M., Hastings, A., Truu, J., Espenberg, M., Mander, Ü., Smith, P., 2016. Emissions of methane from northern peatlands: a review of management impacts and implications for future management options. *Ecol Evol* 6, 7080–7102. <https://doi.org/10.1002/ece3.2469>
- Abril, G., Martinez, J.-M., Artigas, L.F., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M.F., Vidal, L., Meziane, T., Kim, J.-H., Bernardes, M.C., Savoye, N., Deborde, J., Souza, E.L., Albéric, P., Landim de Souza, M.F., Roland, F., 2014. Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. *Nature* 505, 395–398. <https://doi.org/10.1038/nature12797>
- Ahmad, S., Liu, H., Günther, A., Couwenberg, J., Lennartz, B., 2020. Long-term rewetting of degraded peatlands restores hydrological buffer function. *Science of The Total Environment* 749, 141571. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141571>
- Alam, S.A., Rintala, J.-M., Ahlgren, K., Juurola, E., 2019. ICOS Handbook: Knowledge through observations., ICOS ERIC. ed, Version 2 ed.
- Allen, R., Pereira, Luis.S., Raes, D., Smith, M., 1998. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56 Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements).
- Alstad, K.P., Whiticar, M.J., 2011. Carbon and hydrogen isotope ratio characterization of methane dynamics for Fluxnet Peatland Ecosystems. *Organic Geochemistry* 42, 548–558. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.03.004>
- Amesbury, M.J., Swindles, G.T., Bobrov, A., Charman, D.J., Holden, J., Lamentowicz, M., Mallon, G., Mazei, Y., Mitchell, E.A.D., Payne, R.J., Roland, T.P., Turner, T.E., Warner, B.G., 2016. Development of a new pan-European testate amoeba transfer function for reconstructing peatland palaeohydrology. *Quaternary Science Reviews* 152, 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.024>
- Andersen, R., Chapman, S.J., Artz, R.R.E., 2013. Microbial communities in natural and disturbed peatlands: A review. *Soil Biology and Biochemistry* 57, 979–994. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.10.003>
- Andersen, R., Farrell, C., Graf, M., Muller, F., Calvar, E., Frankard, P., Caporn, S., Anderson, P., 2017. An overview of the progress and challenges of peatland restoration in Western Europe: Peatland restoration in Western Europe. *Restor Ecol* 25, 271–282. <https://doi.org/10.1111/rec.12415>
- Anderson, S.P., Blum, J., Brantley, S.L., Chadwick, O., Chorover, J., Derry, L.A., Drever, J.I., Hering, J.G., Kirchner, J.W., Kump, L.R., Richter, D., White, A.E., 2004. Proposed initiative would study Earth's weathering engine. *Eos Trans. AGU* 85, 265. <https://doi.org/10.1029/2004EO280001>
- Andersson, M.P., Sakuma, H., Stipp, S.L.S., 2014. Strontium, Nickel, Cadmium, and Lead Substitution into Calcite, Studied by Density Functional Theory. *Langmuir* 30, 6129–6133. <https://doi.org/10.1021/la500832u>
- Antala, M., Juszczak, R., van der Tol, C., Rastogi, A., 2022. Impact of climate change-induced alterations in peatland vegetation phenology and composition on carbon balance. *Science of The Total Environment* 827, 154294. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154294>
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2010. *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd ed., 5th corr. repr. ed. CRC Press, Boca Raton.
- Aquilanti, V., Mundim, K.C., Elango, M., Kleijn, S., Kasai, T., 2010. Temperature dependence of chemical and biophysical rate processes: Phenomenological approach to deviations from Arrhenius law. *Chemical Physics Letters* 498, 209–213. <https://doi.org/10.1016/j.cplett.2010.08.035>
- Artz, R., Chapman, S., Campbell, C., 2006. Substrate utilisation profiles of microbial communities in peat are depth dependent and correlate with whole soil FTIR profiles. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 2958–2962. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.017>
- Aslan-Sungur, G., Lee, X., Evrendilek, F., Karakaya, N., 2016. Large interannual variability in net ecosystem carbon dioxide exchange of a disturbed temperate peatland. *Science of The Total Environment* 554–555, 192–202. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.02.153>
- Atkinson, T.C., 1977. Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: An important control of groundwater hardness in limestones. *Journal of Hydrology* 35, 111–123. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(77\)90080-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(77)90080-4)
- Aubert, D., Probst, A., Stille, P., Viville, D., 2002. Evidence of hydrological control of Sr behavior in stream water (Strengbach catchment, Vosges mountains, France). *Applied Geochemistry* 17, 285–300. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00080-4](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00080-4)

- Aubinet, M., Vesala, T., Papale, D. (Eds.), 2012. Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1>
- Bäckstrand, K., Crill, P.M., Jackowicz-Korczyński, M., Mastepanov, M., Christensen, T.R., Bastviken, D., 2010. Annual carbon gas budget for a subarctic peatland, Northern Sweden. *Biogeosciences* 7, 95–108. <https://doi.org/10.5194/bg-7-95-2010>
- Bailly, G., 2017. Suivi floristique de la tourbière vivante de Frasne. Troisième passage, année 2017. Conservatoire botanique national de Franche-Comté – Observatoire régional des Invertébrés.
- Baird, A.J., Milner, A.M., Blundell, A., Swindles, G.T., Morris, P.J., 2016. Microform-scale variations in peatland permeability and their ecohydrological implications. *J Ecol* 104, 531–544. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12530>
- Baize, D., Girard, M.-C., 2009. Référentiel pédologique 2008 435.
- Ballard, C.E., McIntyre, N., Wheeler, H.S., 2012. Effects of peatland drainage management on peak flows. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2299–2310. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2299-2012>
- Balliston, N.E., Price, J.S., 2020. Heterogeneity of the peat profile and its role in unsaturated sodium chloride rise at field and laboratory scales. *Vadose zone j.* 19. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20015>
- Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M., Tallini, M., 2005. Stable isotope (2H , 18O and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry* 19.
- Barel, J.M., Moulia, V., Hamard, S., Sytiuk, A., Jassey, V.E.J., 2021. Come Rain, Come Shine: Peatland Carbon Dynamics Shift Under Extreme Precipitation. *Frontiers in Environmental Science* 9, 16.
- Barker, J.F., Fritz, P., 1981. Carbon isotope fractionation during microbial methane oxidation. *Nature* 293, 289–291. <https://doi.org/10.1038/293289a0>
- Batiot-Guilhe, C., 2002. Étude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques : apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes : site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, région montpelliéraine, Nerja (Espagne) (These de doctorat). Avignon.
- Batjes, N.H., 2016. Harmonized soil property values for broad-scale modelling (WISE30sec) with estimates of global soil carbon stocks. *Geoderma* 269, 61–68. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.01.034>
- Bauer, H., Schröckenfuchs, T.C., Decker, K., 2016. Hydrogeological properties of fault zones in a karstified carbonate aquifer (Northern Calcareous Alps, Austria). *Hydrogeol J* 24, 1147–1170. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1388-9>
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains — an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics* 321, 381–406. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00089-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00089-5)
- Beckwith, C.W., Baird, A.J., Heathwaite, A.L., 2003. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements. *Hydrol. Process.* 17, 89–101. <https://doi.org/10.1002/hyp.1116>
- Bedel, L., Poszwa, A., van der Heijden, G., Legout, A., Aquilina, L., Ranger, J., 2016. Unexpected calcium sources in deep soil layers in low-fertility forest soils identified by strontium isotopes (Lorraine plateau, eastern France). *Geoderma* 264, 103–116. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.09.020>
- Beer, J., Blodau, C., 2007. Transport and thermodynamics constrain belowground carbon turnover in a northern peatland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2989–3002. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.03.010>
- Bégeot, C., Richard, H., 1996. L'origine récente des peuplements de Pin à crochets (*Pinus uncinata* Miller ex Mirbel) sur la tourbière de Frasne et exploitation de la tourbe dans le Jura. *Acta Botanica Gallica* 143, 47–53. <https://doi.org/10.1080/12538078.1996.10515318>
- Berendse, F., Van Breemen, N., Rydin, H., Buttler, A., Heijmans, M., Hoosbeek, M.R., Lee, J.A., Mitchell, E., Saarinen, T., Vasander, H., Wallén, B., 2001. Raised atmospheric CO₂ levels and increased N deposition cause shifts in plant species composition and production in Sphagnum bogs. *Global Change Biology* 7, 591–598. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2001.00433.x>
- Bernard, F., Gelinet, C., Mayo, E., 2021. Evaluation des interactions entre la tourbière de Frasne-Bouverans et le domaine karstique (Projet tutoré). Université de Franche-Comté - Master 2 GAP, Besançon.
- Bernard-Jannin, L., Binet, S., Gogo, S., Leroy, F., Défarge, C., Jozja, N., Zocatelli, R., Perdereau, L., Laggoun-Défarge, F., 2018. Hydrological control of dissolved organic carbon dynamics in a rehabilitated

- Sphagnum* -dominated peatland: a water-table based modelling approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 4907–4920. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4907-2018>
- Bertrand, G., 2009. De la pluie à l'eau souterraine. Apport du traçage naturel (ions majeurs, isotopes) à l'étude du fonctionnement des aquifères volcaniques. (Bassin d'Argnat, Auvergne, France).
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Loock, S., Renac, C., 2010. Identification of different groundwater flowpaths within volcanic aquifers using natural tracers for the evaluation of the influence of lava flows morphology (Argnat basin, Chaîne des Puys, France). *Journal of Hydrology* 391, 223–234. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.021>
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Laj, P., Rangognio, J., Chazot, G., 2008. Rainfall chemistry: long range transport versus below cloud scavenging. A two-year study at an inland station (Opme, France). *J Atmos Chem* 60, 253–271. <https://doi.org/10.1007/s10874-009-9120-y>
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Loock, S., Huneau, F., Lavastre, V., 2013. Contribution of PCO₂eq and 13CTDIC Evaluation to the Identification of CO₂ Sources in Volcanic Groundwater Systems: Influence of Hydrometeorological Conditions and Lava Flow Morphologies—Application to the Argnat Basin (Chaîne des Puys, Massif Central, France). *Aquat Geochem* 19, 147–171. <https://doi.org/10.1007/s10498-012-9185-0>
- Bertrand, G., Goldscheider, N., Gobat, J.-M., Hunkeler, D., 2012. Review: From multi-scale conceptualization to a classification system for inland groundwater-dependent ecosystems. *Hydrogeol J* 20, 5–25. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0791-5>
- Bertrand, G., Masini, J., Goldscheider, N., Meeks, J., Lavastre, V., Celle-Jeanton, H., Gobat, J.-M., Hunkeler, D., 2014. Determination of spatiotemporal variability of tree water uptake using stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) in an alluvial system supplied by a high-altitude watershed, Pfyn forest, Switzerland. *Ecohydrol.* 7, 319–333. <https://doi.org/10.1002/eco.1347>
- Bertrand, G., Ponçot, A., Pohl, B., Lhosmot, A., Steinmann, M., Johannet, A., Pinel, S., Caldirak, H., Artigue, G., Binet, P., Bertrand, C., Collin, L., Magnon, G., Gilbert, D., Laggoun-Défarge, F., Toussaint, M.-L., 2021. Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasne peatland (Jura Mountains, France). *Science of The Total Environment* 754, 141931. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>
- Bicalho, C.C., Batiot-Guilhe, C., Taupin, J.D., Patris, N., Van Exter, S., Jourde, H., 2019. A conceptual model for groundwater circulation using isotopes and geochemical tracers coupled with hydrodynamics: A case study of the Lez karst system, France. *Chemical Geology* 528, 118442. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.08.014>
- Bichet, V., Campy, M., 2008. Montagne du Jura, Néo-éditions. ed.
- Bichet, V., Campy, M., Cordier, S., Riot, G., 2014. Inventaire Régional Patrimoine Géologique de Franche-Comté.
- Bichet, V., Garnier, E., Gresser, P., Magny, M., Richard, H., Vermot-Desroches, B., 2015. Histoire du climat en Franche-Comté du Jurassique à nos jours, du Belvédère. ed. Pontarlier.
- Bickle, M.J., Tipper, E., Galy, A., Chapman, H., Harris, N., 2015. On discrimination between carbonate and silicate inputs to Himalayan rivers. *American Journal of Science* 315, 120–166. <https://doi.org/10.2475/02.2015.02>
- Billett, M.F., Garnett, M.H., Dinsmore, K.J., 2014. Should Aquatic CO₂ Evasion be Included in Contemporary Carbon Budgets for Peatland Ecosystems? *Ecosystems* 18, 471–480. <https://doi.org/DOL:10.1007/s10021-014-9838-5>
- Billett, M.F., Moore, T.R., 2008. Supersaturation and evasion of CO₂ and CH₄ in surface waters at Mer Bleue peatland, Canada. *Hydrol. Process.* 22, 2044–2054. <https://doi.org/10.1002/hyp.6805>
- Billett, M.F., Palmer, S.M., Hope, D., Deacon, C., Storeton-West, R., Hargreaves, K.J., Flechard, C., Fowler, D., 2004. Linking land-atmosphere-stream carbon fluxes in a lowland peatland system: LAND-ATMOSPHERE-STREAM CARBON FLUXES. *Global Biogeochem. Cycles* 18, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GB002058>
- Binet, S., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., 2013. A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on peatland hydrology. *Journal of Hydrology* 499, 132–139. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.035>

- Blanchard, O., 2011. *Tourbières: à l'épreuve du temps*. Néo éditions, Autrey-lès-Gray.
- Blasch, K.W., Bryson, J.R., 2007. Distinguishing Sources of Ground Water Recharge by Using $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Ground Water* 45, 294–308. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00289.x>
- Blavoux, B., Burger, A., Chauve, P., Mudry, J., 1979. Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne du Jura. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 21, 295–306.
- Blodau, C., Moore, T.R., 2003. Experimental response of peatland carbon dynamics to a water table fluctuation. *Aquatic Sciences - Research Across Boundaries* 65, 47–62. <https://doi.org/10.1007/s000270300004>
- Boelter, D.H., 1965. Important Physical Properties of Peat Materials. Presented at the Proceedings, 3rd International Peat Congress, Quebec City, pp. 150–156.
- Bonn, A., Allott, T., Evans, M., Joosten, H., Stoneman, R., 2016. *Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice*, Cambridge University Press. ed.
- Bonn, A., Reed, M.S., Evans, C.D., Joosten, H., Bain, C., Farmer, J., Emmer, I., Couwenberg, J., Moxey, A., Artz, R., Tanneberger, F., von Unger, M., Smyth, M.-A., Birnie, D., 2014. Investing in nature: Developing ecosystem service markets for peatland restoration. *Ecosystem Services* 9, 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2014.06.011>
- Booth, R.K., Jackson, S., Notaro, M., 2010. Using peatland archives to test paleoclimate hypotheses. *PAGES news* 18, 6–8. <https://doi.org/10.22498/pages.18.1.6>
- Bortoluzzi, E., Epron, D., Siegenthaler, A., Gilbert, D., Buttler, A., 2006. Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of regeneration. *New Phytol* 172, 708–718. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2006.01859.x>
- Bottinga, Y., 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.* 72, 800–808. <https://doi.org/10.1021/j100849a008>
- Bottinga, Y., Craig, H., 1968. Oxygen isotope fractionation between CO_2 and water, and the isotopic composition of marine atmospheric CO_2 . *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 285–295.
- Bottrell, S., Hipkins, E.V., Lane, J.M., Zegos, R.A., Banks, D., Frengstad, B.S., 2019. Carbon-13 in groundwater from English and Norwegian crystalline rock aquifers: a tool for deducing the origin of alkalinity? *Sustain. Water Resour. Manag.* 5, 267–287. <https://doi.org/10.1007/s40899-017-0203-7>
- Bouchez, J., von Blanckenburg, F., 2021. The role of vegetation in setting strontium stable isotope ratios in the Critical Zone. *Am J Sci* 321, 1246–1283. <https://doi.org/10.2475/08.2021.04>
- Bourbonniere, R.A., 2009. Review of Water Chemistry Research in Natural and Disturbed Peatlands. *Canadian Water Resources Journal* 34, 393–414. <https://doi.org/10.4296/cwrj3404393>
- Bourgault, M.-A., Larocque, M., Garneau, M., 2019. How do hydrogeological setting and meteorological conditions influence water table depth and fluctuations in ombrotrophic peatlands? *Journal of Hydrology X* 4, 100032. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100032>
- Bourgault, M.A., Larocque, M., Roy, M., 2014. Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change. *Hydrology Research* 45, 425–440. <https://doi.org/10.2166/nh.2013.228>
- Bragazza, L., 2008. A climatic threshold triggers the die-off of peat mosses during an extreme heat wave. *Global Change Biology* 14, 2688–2695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01699.x>
- Bragazza, L., Alber, R., Gerdol, R., 1998. Seasonal chemistry of pore water in hummocks and hollows in a poor mire in the southern Alps (Italy). *Wetlands* 18, 320–328. <https://doi.org/10.1007/BF03161527>
- Bragazza, L., Buttler, A., Robroek, B.J.M., Albrecht, R., Zaccone, C., Jassey, V.E.J., Signarbieux, C., 2016. Persistent high temperature and low precipitation reduce peat carbon accumulation. *Glob Change Biol* 22, 4114–4123. <https://doi.org/10.1111/gcb.13319>
- Brantley, S.L., Goldhaber, M.B., Ragnarsdottir, K.V., 2007. Crossing Disciplines and Scales to Understand the Critical Zone. *Elements* 3, 307–314. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.5.307>
- Bräuer, S.L., Yavitt, J.B., Zinder, S.H., 2004. Methanogenesis in McLean Bog, an Acidic Peat Bog in Upstate New York: Stimulation by H_2/CO_2 in the Presence of Rifampicinä, or by Low Concentrations of Acetate. *Geomicrobiology Journal* 21, 433–443. <https://doi.org/10.1080/01490450490505400>
- BRGM, 1974. Dossier du sous-sol - Tunnel du Bouquet, Bouverans.
- BRGM, 1960. Notice explicative : Carte Géologique de Pontarlier (557). 1er Edition.

- Bridgewater, P., Kim, R.E., 2021. The Ramsar Convention on Wetlands at 50. *Nat Ecol Evol* 5, 268–270. <https://doi.org/10.1038/s41559-021-01392-5>
- Briones, M.J.I., Juan-Ovejero, R., McNamara, N.P., Ostle, N.J., 2022. Microbial “hotspots” of organic matter decomposition in temperate peatlands are driven by local spatial heterogeneity in abiotic conditions and not by vegetation structure. *Soil Biology and Biochemistry* 165, 108501. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108501>
- Briot, M., 2004. Restauration des capacités biogènes des tourbières: Etude hydrogéologique, hydrologique, et pédologique d’une zone sous influence d’un drain dans la Réserve Naturelle de Frasne (Doubs, France) (Rapport de stage). Université de Franche-Comté, SMMAHAD.
- Bromley, J., Robinson, M., Barker, J.A., 2004. Scale-dependency of hydraulic conductivity: an example from Thorne Moor, a raised mire in South Yorkshire, UK. *Hydrol. Process.* 18, 973–985. <https://doi.org/10.1002/hyp.1341>
- Brown, A., Mathur, S.P., Kushner, D.J., 1989. An ombrotrophic bog as a methane reservoir. *Global Biogeochem. Cycles* 3, 205–213. <https://doi.org/10.1029/GB003i003p0205>
- Brown, P.A., Gill, S.A., Allen, S.J., 2000. Metal removal from wastewater using peat. *Water Research* 34, 3907–3916. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(00\)00152-4](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(00)00152-4)
- Bruckert, S., Gaiffe, M., 1985. Les sols de Franche-Comté, Centre Universitaire d’Etudes Régionales-Université de Franche-Comté. ed. Besançon.
- Brulebois, E., Castel, T., Richard, Y., Chateau-Smith, C., Amiotte-Suchet, P., 2015. Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88. *Journal of Hydrology* 531, 892–901. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.026>
- Brunet, F., Gaiero, D., Probst, J.L., Depetris, P.J., Gauthier Lafaye, F., Stille, P., 2005. $\delta^{13}\text{C}$ tracing of dissolved inorganic carbon sources in Patagonian rivers (Argentina). *Hydrol. Process.* 19, 3321–3344. <https://doi.org/10.1002/hyp.5973>
- Brunet, F., Potot, C., Probst, A., Probst, J.-L., 2011. Stable carbon isotope evidence for nitrogenous fertilizer impact on carbonate weathering in a small agricultural watershed: Nitrogenous fertilizer impact on carbonate weathering. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 25, 2682–2690. <https://doi.org/10.1002/rcm.5050>
- Bufe, A., Hovius, N., Emberson, R., Rugenstein, J.K.C., Galy, A., Hassenruck-Gudipati, H.J., Chang, J.-M., 2021. Co-variation of silicate, carbonate and sulfide weathering drives CO₂ release with erosion. *Nat. Geosci.* 14, 211–216. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00714-3>
- Buoncristiani, J.-F., Campy, M., 2011. Quaternary Glaciations in the French Alps and Jura, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 117–126. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00010-6>
- Burba, G., 2013. Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural, and regulatory applications: a field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates. LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982. Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time. *Geol* 10, 516. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2)
- Buttler, A., Robroek, B.J.M., Laggoun-Défarge, F., Jassey, V.E.J., Pochelon, C., Bernard, G., Delarue, F., Gogo, S., Mariotte, P., Mitchell, E.A.D., Bragazza, L., 2015. Experimental warming interacts with soil moisture to discriminate plant responses in an ombrotrophic peatland. *J Veg Sci* 26, 964–974. <https://doi.org/10.1111/jvs.12296>
- Buzek, F., Novak, M., Cejkova, B., Jackova, I., Curik, J., Veselovsky, F., Stepanova, M., Prechova, E., Bohdalkova, L., 2019. Assessing DOC export from a Sphagnum-dominated peatland using $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -H₂O stable isotopes. *Hydrological Processes* hyp.13528. <https://doi.org/10.1002/hyp.13528>
- Cabinet REILE, 2012. Délimitation des ressources majeures pour l’eau potable sur la masse d’eau « Alluvions du Drugeon, Nappe de l’Arlier ».
- Caetano Bicalho, C., Batiot-Guilhe, C., Seidel, J.L., Van Exter, S., Jourde, H., 2012. Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 450–451, 206–218. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.059>
- Cai, T., Flanagan, L.B., Syed, K.H., 2010. Warmer and drier conditions stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem: Analysis of automatic chambers and eddy covariance

- measurements. *Plant, Cell and Environment* 33, 394–407. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.2009.02089.x>
- Calmels, D., Gaillardet, J., François, L., 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO₂ production by biological activity along a temperate climate transect. *Chemical Geology* 390, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.10.010>
- Calvar, E., Magnan, G., Durllet, P., Moncorge, S., Collin, L., Resch, J.-N., Langlade, J., Mazuez, C., Decon, R., Vergon-Trivaudey, M.-J., Hagimont, A., 2021. Recueil d'expériences Restauration fonctionnelle de tourbières dans le massif du Jura. CEN FC ; EPAGE HDHL ; PNR HJ ; SMIX DD ; ARNLR ; DREAL BFC, LIFE13 NAT/ FR/762.
- Calvar, E., Moncorge, S., Bettinelli, L., Durllet, P., Magnon, G., 2018. Program LIFE+ “Bogs of the Jura”: 60 bogs to restore in six years, in: *Inventory, value and restoration of peatlands and mires: recent contributions*. Hazi Foundation, pp. P108-133.
- Campbell, C., Rydin, H., 2019. The effects of winter stress on Sphagnum species with contrasting macro- and microdistributions. *Journal of Bryology* 41, 205–217. <https://doi.org/10.1080/03736687.2019.1626167>
- Campeau, A., Bishop, K., Nilsson, M.B., Klemetsson, L., Laudon, H., Leith, F.I., Öquist, M., Wallin, M.B., 2018. Stable Carbon Isotopes Reveal Soil-Stream DIC Linkages in Contrasting Headwater Catchments. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 123, 149–167. <https://doi.org/10.1002/2017JG004083>
- Campeau, A., Bishop, K.H., Billett, M.F., Garnett, M.H., Laudon, H., Leach, J.A., Nilsson, M.B., Öquist, M.G., Wallin, M.B., 2017a. Aquatic export of young dissolved and gaseous carbon from a pristine boreal fen: Implications for peat carbon stock stability. *Glob Change Biol* 23, 5523–5536. <https://doi.org/10.1111/gcb.13815>
- Campeau, A., Vachon, D., Bishop, K., Nilsson, M.B., Wallin, M.B., 2021. Autumn destabilization of deep porewater CO₂ store in a northern peatland driven by turbulent diffusion. *Nat Commun* 12, 6857. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27059-0>
- Campeau, A., Wallin, M.B., Giesler, R., Löfgren, S., Mörth, C.-M., Schiff, S., Venkiteswaran, J.J., Bishop, K., 2017b. Multiple sources and sinks of dissolved inorganic carbon across Swedish streams, refocusing the lens of stable C isotopes. *Nature* 7, 9158. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-09049-9>
- Camporese, M., Ferraris, S., Putti, M., Salandin, P., Teatini, P., 2006. Hydrological modeling in swelling/shrinking peat soils: MODELING IN SWELLING/SHRINKING PEAT SOILS. *Water Resour. Res.* 42. <https://doi.org/10.1029/2005WR004495>
- Campy, M., 1982. *Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique*. (Thèse). Université de Franche-Comté, Besançon.
- Celle, H., 2000. *CARACTERISATION DES PRECIPITATIONS SUR LE POURTOUR DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE*. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.
- Celle-Jeanton, H., Emblanch, C., Mudry, J., Charmoille, A., 2003. Contribution of time tracers (Mg²⁺, TOC, D13CTDIC, NO₃⁻) to understand the role of the unsaturated zone: A case study—Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016781>
- Cerling, T.E., Solomon, D.K., Quade, J., Bowman, J.R., 1991. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3403–3405. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90498-T](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90498-T)
- Chambers, F.M., Daniell, J., ACCROTELM, M., 2010. Peatland archives of late-Holocene climate change in northern Europe. *PAGES news* 18, 4–6. <https://doi.org/10.22498/pages.18.1.4>
- Chanton, J.P., 2005. The effect of gas transport on the isotope signature of methane in wetlands. *Organic Geochemistry* 36, 753–768. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.10.007>
- Chanton, J.P., Dacey, J.W.H., 1991. Effects of Vegetation on Methane Flux, Reservoirs, and Carbon Isotopic Composition, in: *Trace Gas Emissions by Plants*. Elsevier, pp. 65–92. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-639010-0.50008-X>
- Chapman, S., Buttler, A., Francez, A.-J., Laggoun-Défarage, F., Vasander, H., Schloter, M., Combe, J., Grosvernier, P., Harms, H., Epron, D., Gilbert, D., Mitchell, E., 2003. Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance: a conflict between economy and ecology. *Front Ecol Environ* 10, 525–532.
- Chasar, L.S., Chanton, J.P., Glaser, P.H., Siegel, D.I., Rivers, J.S., 2000a. Radiocarbon and stable carbon isotopic evidence for transport and transformation of dissolved organic carbon, dissolved inorganic carbon,

- and CH₄ in a northern Minnesota peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 1095–1108. <https://doi.org/10.1029/1999GB001221>
- Chasar, L.S., Chanton, J.P., Glaser, P.H., Siegel, D.I., Rivers, J.S., 2000b. Radiocarbon and stable carbon isotopic evidence for transport and transformation of dissolved organic carbon, dissolved inorganic carbon, and CH₄ in a northern Minnesota peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 1095–1108. <https://doi.org/10.1029/1999GB001221>
- Chauve, P., Dubreucq, F., Frachon, J.-C., Gauthier, A., Mettetal, J.-P., Peguenet, J., 1987. Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche-Comté. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, mémoires n°2*.
- Chiapusio, G., Binet, P., Bertheau, C., Priault, P., 2022. Sphagnum physiological responses to elevated temperature, nitrogen, CO₂ and low moisture in laboratory and in situ microhabitats: a review. *Aquat Ecol.* <https://doi.org/10.1007/s10452-021-09924-8>
- Chiapusio, G., Jassey, V., Hussain, I., Binet, P., 2013. Evidences of Bryophyte Allelochemical Interactions: The Case of Sphagnum, in: *Allelopathy*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-30595-5>
- Christensen, T.R., Ekberg, A., Ström, L., Mastepanov, M., Panikov, N., Öquist, M., Svensson, B.H., Nykänen, H., Martikainen, P.J., Oskarsson, H., 2003. Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016848>
- CK-12 Foundation, 2021. *Introductory Chemistry*.
- Clark, I., 2015. *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. CRC Press - Taylor & Francis Group.
- Clark, I., Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press, USA.
- Claudon, G., 1977. *Etude hydrogéologique de la plaine de Pontarlier*. Université de Franche-Comté, Besançon.
- Clymo, R.S., 1984. The limits to peat bog growth. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 303, 605–654. <https://doi.org/10.1098/rstb.1984.0002>
- Clymo, R.S., Bryant, C.L., 2008. Diffusion and mass flow of dissolved carbon dioxide, methane, and dissolved organic carbon in a 7-m deep raised peat bog. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 2048–2066. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.032>
- Clymo, R.S., Hayward, P.M., 1982. The Ecology of Sphagnum, in: Smith, A.J.E. (Ed.), *Bryophyte Ecology*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 229–289. https://doi.org/10.1007/978-94-009-5891-3_8
- Clymo, R.S., Pearce, D.M.E., 1995. Methane and carbon dioxide production in, transport through, and efflux from a peatland. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 351, 249–259. <https://doi.org/10.1098/rsta.1995.0032>
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart 2022. *The ICS International Chronostratigraphic Chart* 199–204.
- Collaud, R., Greffier, B., Ferrez, Y., Bailly, G., 2020. *Conservatoire botanique national de Franche-Comté – Observatoire régional des Invertébrés*. Conservatoire botanique national de Franche-Comté – Observatoire régional des Invertébrés.
- Collin, L., 2016. *Établissement d'un modèle conceptuel du fonctionnement hydro-écologique de la tourbière de Frasne (Master degree, internship report)*. Université de Franche-Comté - Communauté de communes du plateau de Frasne et du Val du Drugeon.
- Colombié, C., Lécuyer, C., Strasser, A., 2011. Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Geol. Mag.* 148, 133–153. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000518>
- Conant, R.T., Drijber, R.A., Haddix, M.L., Parton, W.J., Paul, E.A., Plante, A.F., Six, J., Steinweg, J.M., 2008. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. *Global Change Biology* 14, 868–877. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01541.x>
- Conrad, R., 2020. Importance of hydrogenotrophic, acetoclastic and methylotrophic methanogenesis for methane production in terrestrial, aquatic and other anoxic environments: A mini review. *Pedosphere* 30, 25–39. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(18\)60052-9](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(18)60052-9)
- Corbett, J.E., Tfaily, M.M., Burdige, D.J., Cooper, W.T., Glaser, P.H., Chanton, J.P., 2013. Partitioning pathways of CO₂ production in peatlands with stable carbon isotopes. *Biogeochemistry* 114, 327–340. <https://doi.org/10.1007/s10533-012-9813-1>

- Costanza, R., d'Arge, R., de Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O'Neill, R.V., Paruelo, J., Raskin, R.G., Sutton, P., van den Belt, M., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* 387, 253–260. <https://doi.org/10.1038/387253a0>
- Costanza, R., de Groot, R., Sutton, P., van der Ploeg, S., Anderson, S.J., Kubiszewski, I., Farber, S., Turner, R.K., 2014. Changes in the global value of ecosystem services. *Global Environmental Change* 26, 152–158. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2014.04.002>
- Coulson, J.C., Butterfield, J., 1978. An Investigation of the Biotic Factors Determining the Rates of Plant Decomposition on Blanket Bog. *The Journal of Ecology* 66, 631. <https://doi.org/10.2307/2259155>
- Couwenberg, J., Thiele, A., Tanneberger, F., Augustin, J., Bährisch, S., Dubovik, D., Liashchynskaya, N., Michaelis, D., Minke, M., Skuratovich, A., Joosten, H., 2011. Assessing greenhouse gas emissions from peatlands using vegetation as a proxy. *Hydrobiologia* 674, 67–89. <https://doi.org/10.1007/s10750-011-0729-x>
- Craig, H., 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science* 133, 1833–1834. <https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833>
- Crank, J., 1975. *The mathematics of diffusion*, 2d ed. ed. Clarendon Press, Oxford, [Eng].
- Criquet, S., Farnet, A.M., Tagger, S., Petit, J.L., 2000. Annual variations of phenoloxidase activities in an evergreen oak litter: influence of certain biotic and abiotic factors. *Soil Biology & Biochemistry* 32, 1505–1513. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(00\)00027-4](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(00)00027-4)
- Crutzen, P.J., 2002. Geology of mankind. *Nature* 415, 1. <https://doi.org/10.1038/415023a>
- Curiel yuste, J., Janssens, I.A., Carrara, A., Ceulemans, R., 2004. Annual Q10 of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity. *Global Change Biology* 10, 161–169. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00727.x>
- Dabros, A., Fyles, J.W., Strachan, I.B., 2010. Effects of open-top chambers on physical properties of air and soil at post-disturbance sites in northwestern Quebec. *Plant Soil* 333, 203–218. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0336-z>
- D'Acunha, B., Lee, S.-C., Johnson, M.S., 2018. Ecohydrological responses to rewetting of a highly impacted raised bog ecosystem. *Ecohydrology* 11, e1922. <https://doi.org/10.1002/eco.1922>
- D'Angelo, B., Leroy, F., Guimbaud, C., Jacotot, A., Zocatelli, R., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., 2021. Carbon Balance and Spatial Variability of CO₂ and CH₄ Fluxes in a Sphagnum-Dominated Peatland in a Temperate Climate. *Wetlands* 41, 5. <https://doi.org/10.1007/s13157-021-01411-y>
- Daniels, S.M., Agnew, C.T., Allott, T.E.H., Evans, M.G., 2008. Water table variability and runoff generation in an eroded peatland, South Pennines, UK. *Journal of Hydrology* 361, 214–226. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.042>
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440, 165–173. <https://doi.org/10.1038/nature04514>
- Davidson, E.A., Savage, K., Verchot, L.V., Navarro, R., 2002. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 21–37. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00100-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00100-4)
- de Moel, P.J., van der Helm, A.W.C., van Rijn, M., van Dijk, J.C., van der Meer, W.G.J., 2013. Assessment of calculation methods for calcium carbonate saturation in drinking water for DIN 38404-10 compliance. *Drink. Water Eng. Sci.* 6, 115–124. <https://doi.org/10.5194/dwes-6-115-2013>
- de Vries, J.J., Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10, 5–17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Définition - Pluies efficaces | Insee [WWW Document], n.d. URL <https://www.insee.fr/fr/metadonnees/definition/c1784> (accessed 7.25.22).
- Deines, P., Langmuir, D., Harmon, R.S., 1974. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 1147–1164. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90010-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90010-6)
- Deirmendjian, L., Abril, G., 2018. Carbon dioxide degassing at the groundwater-stream-atmosphere interface: isotopic equilibration and hydrological mass balance in a sandy watershed. *Journal of Hydrology* 558, 129–143. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.003>

- Delarue, F., 2010. Dynamique des matières organiques labiles et récalcitrantes dans la tourbière de Frasne (Jura): impact des conditions hydriques et d'un réchauffement simulé in situ. Thèse de doctorat. Université de Franche-Comté.
- Delarue, Frédéric, Laggoun-Défarge, F., Buttler, A., Gogo, S., Jassey, V.E.J., Disnar, J.-R., 2011a. Effects of short-term ecosystem experimental warming on water-extractable organic matter in an ombrotrophic Sphagnum peatland (Le Forbonnet, France). *Organic Geochemistry* 42, 1016–1024. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.07.005>
- Delarue, F., Laggoun-Défarge, F., Disnar, J.R., Lottier, N., Gogo, S., 2011b. Organic matter sources and decay assessment in a Sphagnum-dominated peatland (Le Forbonnet, Jura Mountains, France): impact of moisture conditions. *Biogeochemistry* 106, 39–52. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9410-0>
- Delle Rose, M., Martano, P., 2018. Infiltration and Short-Time Recharge in Deep Karst Aquifer of the Salento Peninsula (Southern Italy): An Observational Study. *Water* 10, 260. <https://doi.org/10.3390/w10030260>
- Denmead, O.T., 2008. Approaches to measuring fluxes of methane and nitrous oxide between landscapes and the atmosphere. *Plant Soil* 309, 5–24. <https://doi.org/10.1007/s11104-008-9599-z>
- Devito, K.J., Waddington, J.M., Branfireun, B.A., 1997. Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. *Hydrological Processes* 11, 103–110. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199701\)11:1<103::AID-HYP417>3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199701)11:1<103::AID-HYP417>3.0.CO;2-E)
- Dinsmore, K.J., Billett, M.F., Skiba, U.M., Rees, R.M., Drewer, J., Helfter, C., 2010. Role of the aquatic pathway in the carbon and greenhouse gas budgets of a peatland catchment. *Global Change Biology* 16, 2750–2762. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02119.x>
- Division Protection de la Nature du CTGREF, 1976. La tourbière de Frasne : Etude et propositions de protection (No. Etude n°99). Ministère de la qualité de la vie environnement, Groupement de Grenoble.
- Dohnal, M., Černý, T., Votrubová, J., Tesař, M., 2014. Rainfall interception and spatial variability of throughfall in spruce stand. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 62, 277–284. <https://doi.org/10.2478/johh-2014-0037>
- Dooling, G.P., Chapman, P.J., Baird, A.J., Shepherd, M.J., Kohler, T., 2018. Daytime-only measurements underestimate CH₄ emissions from a restored bog. *Écoscience* 25, 259–270. <https://doi.org/10.1080/11956860.2018.1449442>
- Dorrepaal, E., Toet, S., van Logtestijn, R.S.P., Swart, E., van de Weg, M.J., Callaghan, T.V., Aerts, R., 2009. Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature* 460, 616–619. <https://doi.org/10.1038/nature08216>
- Drexler, J.Z., Bedford, B.L., DeGaetano, A.T., Siegel, D.I., 1999. Quantification of the water budget and nutrient loading in a small peatland. *J Am Water Resources Assoc* 35, 753–769. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb04172.x>
- Drexler, J.Z., Bedford, B.L., Scognamiglio, R., Siegel, D.I., 1999. Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland. *HYDROLOGICAL PROCESSES* 13, 19.
- Dreybrodt, W., 1990. The Role of Dissolution Kinetics in the Development of Karst Aquifers in Limestone: A Model Simulation of Karst Evolution. *The Journal of Geology* 98, 639–655.
- Dryas-Climat, 2019. www.dryas-climat.fr.
- Dunfield, P., Knowles, R., Dumont, R., Moore, T., 1993. Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 321–326. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90130-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90130-4)
- Dupré, B., Viers, J., Dandurand, J.-L., Polve, M., Bénézet, P., Vervier, P., Braun, J.-J., 1999. Major and trace elements associated with colloids in organic-rich river waters: ultrafiltration of natural and spiked solutions. *Chemical Geology* 160, 63–80. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00060-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00060-1)
- Duraffourg, M., Palacio, P., 1981. Etude géologique, géophysique, géotechnique et hydrologique du synclinal de Frasne-Bonnevaux (Doubs) (Thèse). Université de Franche-Comté, Besançon.
- Duranel, A., 2016. Hydrologie et modélisation hydrologique des tourbières acides du Massif Central (France) (Géographie). Thèse de doctorat. Université de Lyon.
- Duranel, A., Thompson, J.R., Burningham, H., Durepaire, P., Garambois, S., Wyns, R., Cubizolle, H., 2021. Modelling the hydrological interactions between a fissured granite aquifer and a valley mire in the

- Massif Central, France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 291–319. <https://doi.org/10.5194/hess-25-291-2021>
- Dusséaux, C., Gébelin, A., Ruffet, G., Mulch, A., 2021. Late Carboniferous paleoelevation of the Variscan Belt of Western Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 569, 117064. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117064>
- Dyukarev, E., Zarov, E., Alekseychik, P., Nijp, J., Filippova, N., Mammarella, I., Filippov, I., Bleuten, W., Khoroshavin, V., Ganasevich, G., Meshcheryakova, A., Vesala, T., Lapshina, E., 2021. The Multiscale Monitoring of Peatland Ecosystem Carbon Cycling in the Middle Taiga Zone of Western Siberia: The Mukhrino Bog Case Study. *Land* 10, 824. <https://doi.org/10.3390/land10080824>
- Dyukarev, E.A., Lapshina, E.D., Golovatskaya, E.A., Filippova, N.V., Zarov, E.A., Filippov, I.V., 2018. Modeling of the net ecosystem exchange, gross primary production, and ecosystem respiration for peatland ecosystems of Western Siberia. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 211, 012028. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/211/1/012028>
- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.-M., Couren, M., 1998. Le marquage de la zone non saturée du karst à l'aide du carbone 13. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326, 327–332. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80302-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80302-9)
- Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B., Batiot, C., 2003. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology* 279, 262–274. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00180-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00180-X)
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213–224. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90051-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90051-9)
- Eugster, W., Merbold, L., 2015. Eddy covariance for quantifying trace gas fluxes from soils. *SOIL* 1, 187–205. <https://doi.org/10.5194/soil-1-187-2015>
- Evans, C.D., Peacock, M., Baird, A.J., Artz, R.R.E., Burden, A., Callaghan, N., Chapman, P.J., Cooper, H.M., Coyle, M., Craig, E., Cumming, A., Dixon, S., Gauci, V., Grayson, R.P., Helfter, C., Heppell, C.M., Holden, J., Jones, D.L., Kaduk, J., Levy, P., Matthews, R., McNamara, N.P., Misselbrook, T., Oakley, S., Page, S.E., Rayment, M., Ridley, L.M., Stanley, K.M., Williamson, J.L., Worrall, F., Morrison, R., 2021. Overriding water table control on managed peatland greenhouse gas emissions. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03523-1>
- Evans, M.G., Burt, T.P., Holden, J., Adamson, J.K., 1999. Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology* 221, 141–160. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00085-2)
- FAO, 2020. Peatlands mapping and monitoring. FAO, Rome. <https://doi.org/10.4060/ca8200en>
- FAO, 1998. World reference base for soil resources. International Society of Soil Science ISSS-AISS-IBG, Rome.
- Fechner, E.J., Hemond, H.F., 1992. Methane transport and oxidation in the unsaturated zone of a Sphagnum peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 6, 33–44. <https://doi.org/10.1029/91GB02989>
- Fenner, N., Williams, R., Toberman, H., Hughes, S., Reynolds, B., Freeman, C., 2011. Decomposition 'hotspots' in a rewetted peatland: implications for water quality and carbon cycling. *Hydrobiologia* 674, 51–66. <https://doi.org/10.1007/s10750-011-0733-1>
- Ferland, C., Rochefort, L., 1997. Restoration techniques for Sphagnum dominated peatlands. *Can. J. Bot.* 75, 1110–1118. <https://doi.org/10.1139/b97-122>
- Ferlatte, M., Quillet, A., Larocque, M., Cloutier, V., Pellerin, S., Paniconi, C., 2015. Aquifer-peatland connectivity in southern Quebec (Canada): AQUIFER-PEATLAND CONNECTIVITY IN SOUTHERN QUEBEC (CANADA). *Hydrol. Process.* 29, 2600–2612. <https://doi.org/10.1002/hyp.10390>
- Field, J.P., Breshears, D.D., Law, D.J., Villegas, J.C., López-Hoffman, L., Brooks, P.D., Chorover, J., Barron-Gafford, G.A., Gallery, R.E., Litvak, M.E., Lybrand, R.A., McIntosh, J.C., Meixner, T., Niu, G.-Y., Papuga, S.A., Pelletier, J.D., Rasmussen, C.R., Troch, P.A., 2014. Critical Zone Services: Expanding Context, Constraints, and Currency beyond Ecosystem Services. *Vadose Zone Journal* 14. <https://doi.org/10.2136/vzj2014.10.0142>
- Fierz, S., Monbaron, M., 1999. Morphogenèse des Franches-Montagnes (Jura Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 199–210. <https://doi.org/10.5169/SEALS-168661>
- Finch, A.A., Allison, N., 2007. Coordination of Sr and Mg in calcite and aragonite. *Mineral. mag.* 71, 539–552. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.5.539>

- Ford, D., Williams, P., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology: Ford/Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd., West Sussex, England. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Foster, D.R., Wright, H.E., 1990. Role of Ecosystem Development and Climate Change in Bog Formation in Central Sweden. *Ecology* 71, 450–463. <https://doi.org/10.2307/1940300>
- Foucault, A., Raoult, J.-F., Cecca, F., Platevoet, B., 2014. *Dictionnaire de Géologie*, 8ième. ed. Dunod.
- Fournier, E., 1917. Rapport sur les perturbations apportées dans le régime du Bief rouge par les travaux de percement du Mont d'Or, Imp. Jacques er Demantrond. ed. Besançon.
- Francez, A.-J., Pinay, G., Josselin, N., Williams, B.L., 2011. Denitrification triggered by nitrogen addition in Sphagnum magellanicum peat. *Biogeochemistry* 106, 435–441. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9523-5>
- Fraser, C.J.D., Roulet, N.T., La, M., 2001. Groundwater flow patterns in a large peatland. *J. Hydrol.* 246, 142–154. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00362-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00362-6)
- Fraser, L.H., Keddy, P.A. (Eds.), 2005. *The World's Largest Wetlands: Ecology and Conservation*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511542091>
- Fratini, G., Ibrom, A., Arriga, N., Burba, G., Papale, D., 2012. Relative humidity effects on water vapour fluxes measured with closed-path eddy-covariance systems with short sampling lines. *Agricultural and Forest Meteorology* 165, 53–63. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.05.018>
- Freeman, C., Evans, C.D., Monteith, D.T., Reynolds, B., Fenner, N., 2001. Export of organic carbon from peat soils. *Nature* 412, 785–785. <https://doi.org/10.1038/35090628>
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Freléchoux, F., Buttler, A., Gillet, F., Gobat, J.-M., Schweingruber, F.H., 2003. Succession from bog pine (*Pinus uncinata* var. *rotundata*) to Norway spruce (*Picea abies*) stands in relation to anthropic factors in Les Saignolis bog, Jura Mountains, Switzerland. *Ann. For. Sci.* 60, 347–356. <https://doi.org/10.1051/forest:2003025>
- Frenzel, P., Karofeld, E., 2000. CH₄ Emission from a Hollow-Ridge Complex in a Raised Bog: The Role of CH₄ Production and Oxidation. *Biogeochemistry* 51, 91–112.
- Frolking, S., Roulet, N., Fuglestvedt, J., 2006. How northern peatlands influence the Earth's radiative budget: Sustained methane emission versus sustained carbon sequestration. *J. Geophys. Res.* 111, G01008. <https://doi.org/10.1029/2005JG000091>
- Frolking, S., Talbot, J., Jones, M.C., Treat, C.C., Kauffman, J.B., Tuittila, E.-S., Roulet, N., 2011. Peatlands in the Earth's 21st century climate system. *Environ. Rev.* 19, 371–396. <https://doi.org/10.1139/a11-014>
- Futter, M.N., Butterfield, D., Cosby, B.J., Dillon, P.J., Wade, A.J., Whitehead, P.G., 2007. Modeling the mechanisms that control in-stream dissolved organic carbon dynamics in upland and forested catchments: MODELING SURFACE WATER DOC. *Water Resour. Res.* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR004960>
- Gaillardet, J., Boudia, S., 2021. « La Zone critique », *Revue d'anthropologie des connaissances* [WWW Document]. Open Edition Journals. URL <https://journals.openedition.org/rac/25340> (accessed 3.28.22).
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., de Dreuzy, J.R., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Naaim-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., Tallec, T., Valentin, C., Abril, G., Allemand, P., Arènes, A., Arfib, B., Arnaud, L., Arnaud, N., Arnaud, P., Audry, S., Comte, V.B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Bernard, E., Bertrand, C., Bessière, H., Binet, S., Bodin, J., Bodin, X., Boithias, L., Bouchez, J., Boudevillain, B., Moussa, I.B., Branger, F., Braun, J.J., Brunet, P., Caceres, B., Calmels, D., Cappelaere, B., Celle-Jeanton, H., Chabaux, F., Chalikakis, K., Champollion, C., Copard, Y., Cotel, C., Davy, P., Deline, P., Delrieu, G., Demarty, J., Dessert, C., Dumont, M., Emblanch, C., Ezzahar, J., Estèves, M., Favier, V., Faucheux, M., Filizola, N., Flammarion, P., Floury, P., Fovet, O., Fournier, M., Francez, A.J., Gandois, L., Gascuel, C., Gayer, E., Genthon, C., Gérard, M.F., Gilbert, D., Gouttevin, I., Grippa, M., Gruau, G., Jardani, A., Jeanneau, L., Join, J.L., Jourde, H., Karbou, F., Labat, D., Lagadeuc, Y., Lajeunesse, E., Lastennet, R., Lavado, W., Lawin, E., Lebel, T., Le Bouteiller, C., Legout, C., Lejeune, Y., Le Meur, E., Le Moigne, N., Lions, J., Lucas, A., Malet, J.P., Marais-Sicre, C., Maréchal, J.C., Marlin, C., Martin, P., Martins, J., Martinez, J.M., Massei, N., Mauclerc, A., Mazzilli, N., Molénat, J., Moreira-Turcq, P., Mougin, E., Morin, S., Ngoupayou, J.N.,

- Panthou, G., Peugeot, C., Picard, G., Pierret, M.C., Porel, G., Probst, A., Probst, J.L., Rabatel, A., Raclot, D., Ravel, L., Rejiba, F., René, P., Ribolzi, O., Riotte, J., Rivière, A., Robain, H., Ruiz, L., Sanchez-Perez, J.M., Santini, W., Sauvage, S., Schoeneich, P., Seidel, J.L., Sekhar, M., Sengtaeuanghoung, O., Silvera, N., Steinmann, M., Soruco, A., Tallec, G., Thibert, E., Lao, D.V., Vincent, C., Viville, D., Wagnon, P., Zitouna, R., 2018. OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. *Vadose Zone Journal* 17, 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* 159, 3–30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Galand, P.E., Fritze, H., Conrad, R., Yrjälä, K., 2005. Pathways for Methanogenesis and Diversity of Methanogenic Archaea in Three Boreal Peatland Ecosystems. *Appl Environ Microbiol* 71, 2195–2198. <https://doi.org/10.1128/AEM.71.4.2195-2198.2005>
- Galand, P.E., Yrjälä, K., Conrad, R., 2010. Stable carbon isotope fractionation during methanogenesis in three boreal peatland ecosystems. *Biogeosciences* 7, 3893–3900. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3893-2010>
- Gandois, L., Tananaev, N.I., Prokushkin, A., Solnyshkin, I., Teisserenc, R., 2021. Seasonality of DOC Export From a Russian Subarctic Catchment Underlain by Discontinuous Permafrost, Highlighted by High-Frequency Monitoring. *J Geophys Res Biogeosci* 126. <https://doi.org/10.1029/2020JG006152>
- Gao, X., Giorgi, F., 2008. Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Global and Planetary Change* 62, 195–209. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.02.002>
- Garnett, M.H., Hardie, S.M.L., Murray, C., Billett, M.F., 2013. Radiocarbon dating of methane and carbon dioxide evaded from a temperate peatland stream. *Biogeochemistry* 114:213–223. [https://doi.org/DOI 10.1007/s10533-012-9804-2](https://doi.org/DOI%2010.1007/s10533-012-9804-2)
- Garrels, R.M., Christ, C.L., 1965. *Solutions, minerals, and equilibria*, New York : Harper & Row. ed.
- Gauci, V., Dise, N., Fowler, D., 2002. Controls on suppression of methane flux from a peat bog subjected to simulated acid rain sulfate deposition: ACID RAIN SO₄²⁻ SUPPRESSION OF CH₄ FLUX. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 4-1-4–12. <https://doi.org/10.1029/2000GB001370>
- Gauthier, E., Bichet, V., Murgia, L., Richard, H., 2015. *Livret-guide de l'excursion 'Lacs, tourbières et paysages du Haut-Doubs'*, Documents Laboratoire Chrono-environnement. ed.
- Gauthier, E., Jasey, V.E.J., Mitchell, E.A.D., Lamentowicz, M., Payne, R., Delarue, F., Laggoun-Defarge, F., Gilbert, D., Richard, H., 2019. From Climatic to Anthropogenic Drivers: A Multi-Proxy Reconstruction of Vegetation and Peatland Development in the French Jura Mountains. *Quaternary* 2, 38. <https://doi.org/10.3390/quat2040038>
- Gees, A., 1990. Flow measurement under difficult measuring conditions: Field experience with the salt dilution method. *Hydrol. Mt. Reg., Hydrological Measurements; the Water Cycle* 255–262.
- Gerling, L., Weber, T.K.D., Reineke, D., Durner, W., Martin, S., Weber, S., 2019. Eddy covariance based surface-atmosphere exchange and crop coefficient determination in a mountainous peatland. *Ecohydrology* 12, 1–14. <https://doi.org/10.1002/eco.2047>
- Gharedaghlou, B., Price, J.S., 2018. Fate and transport of free-phase and dissolved-phase hydrocarbons in peat and peatlands: developing a conceptual model. *Environ. Rev.* 26, 55–68. <https://doi.org/10.1139/er-2017-0002>
- Gilbert, D., Amblard, C., Bourdier, G., Francez, A.-J., 1998. The Microbial Loop at the Surface of a Peatland: Structure, Function, and Impact of Nutrient Input. *Microbial Ecology* 35, 83–93. <https://doi.org/10.1007/s002489900062>
- Gilbert, D., Mitchell, E.A.D., 2006. Chapter 13 Microbial diversity in Sphagnum peatlands, in: *Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier, pp. 287–318. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(06\)09013-4](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09013-4)
- Gillon, M., Barbecot, F., Gibert, E., Corcho Alvarado, J.A., Marlin, C., Massault, M., 2009. Open to closed system transition traced through the TDIC isotopic signature at the aquifer recharge stage, implications for groundwater ¹⁴C dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 6488–6501. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.07.032>
- Glaser, P.H., Chanton, J.P., Morin, P., Rosenberry, D.O., Siegel, D.I., Ruud, O., Chasar, L.I., Reeve, A.S., 2004. Surface deformations as indicators of deep ebullition fluxes in a large northern peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 18, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GB002069>

- Glaser, P.H., Rhoades, J., Reeve, A.S., 2021. The hydraulic conductivity of peat with respect to scaling, botanical composition, and greenhouse gas transport: Mini-aquifer tests from the Red Lake Peatland, Minnesota. *Journal of Hydrology* 596, 125686. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125686>
- Glaser, P.H., Siegel, D.I., Romanowicz, E.A., Shen, Y.P., 1997. Regional Linkages Between Raised Bogs and the Climate, Groundwater, and Landscape of North-Western Minnesota. *The Journal of Ecology* 85, 3. <https://doi.org/10.2307/2960623>
- Glina, B., Bogacz, A., Mendyk, Ł., Bojko, O., Nowak, M., 2018. Effectiveness of restoration of a degraded shallow mountain fen after five years. *Mires and Peat* 1–15. <https://doi.org/10.19189/MaP.2017.OMB.311>
- Gobat, J.-M., Grosvernier, P., Matthey, Y., 1986. Les tourbières du Jura suisse : milieux naturels, modifications humaines, caractères des tourbes, potentiel de régénération. *Actes de la Société Jurassienne d'Emulation* 213–318. <https://doi.org/10.5169/SEALS-550104>
- Gobat, J.M., Grosvernier, P., Matthey, Y., Buttler, A., 1991. Un triangle granulométrique pour les tourbes: analyse semi-automatique et représentation graphique. *Science du sol* 29, 23–35.
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M., 2014. 21st century climate change in the European Alps—A review. *Science of The Total Environment* 493, 1138–1151. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>
- Godwin, C.M., McNamara, P.J., Markfort, C.D., 2013. Evening methane emission pulses from a boreal wetland correspond to convective mixing in hollows. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 118, 994–1005. <https://doi.org/10.1002/jgrg.20082>
- Gogo, S., Paroissien, J., Laggoun-Défarge, F., Antoine, J., Bernard-Jannin, L., Bertrand, G., Binet, P., Binet, S., Bouger, G., Brossard, Y., Camboulive, T., Caudal, J., Chevrier, S., Chiapiuso, G., D'Angelo, B., Durantez, P., Flechard, C., Francez, A., Galop, D., Gandois, L., Gilbert, D., Guimbaud, C., Hinault, L., Jacotot, A., Le Moing, F., Lerigoleur, E., Le Roux, G., Leroy, F., Lhosmot, A., Li, Q., Machado da Silva, E., Moquet, J., Mora-Gomez, J., Perdereau, L., Rosset, T., Toussaint, M., 2021. The information system of the French Peatland Observation Service: Service National d'Observation Tourbières – a valuable tool to assess the impact of global changes on the hydrology and biogeochemistry of temperate peatlands through long term monitoring. *Hydrological Processes* 35, hyp.14244. <https://doi.org/10.1002/hyp.14244>
- Gogo, S., Shreeve, T.G., Pearce, D.M.E., 2010. Geochemistry of three contrasting British peatlands: Complex patterns of cation availability and implications for microbial metabolism. *Geoderma* 158, 207–215. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.04.031>
- Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z., Veni, G., 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeol J* 28, 1661–1677. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5>
- Górecki, K., Rastogi, A., Stróżecki, M., Gąbka, M., Lamentowicz, M., Łuców, D., Kayzer, D., Juszczak, R., 2021. Water table depth, experimental warming, and reduced precipitation impact on litter decomposition in a temperate Sphagnum-peatland. *Science of The Total Environment* 771, 145452. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145452>
- Gorham, E., 1991. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecological Applications* 1, 182–195. <https://doi.org/10.2307/1941811>
- Gosz, J.R., Brookins, D.G., Moore, D.I., 1983. Using Strontium Isotope Ratios to Estimate Inputs to Ecosystems. *BioScience* 33, 23–30. <https://doi.org/10.2307/1309240>
- Goubet, P., 2016. Résultat d'analyse par le radiocarbone. Centre de Datation par le Radiocarbone.
- Goubet, P., 2015. Résultat d'expertise de l'analyse des macrorestes de carottes de tourbe de la tourbière active de Frasne (25, France).
- Goud, E.M., Watt, C., Moore, T.R., 2018. Plant community composition along a peatland margin follows alternate successional pathways after hydrologic disturbance. *Acta Oecologica* 91, 65–72. <https://doi.org/10.1016/j.actao.2018.06.006>
- Gourcy, L.L., Groening, M., Aggarwal, P.K., 2005. Stable Oxygen and Hydrogen Isotopes in Precipitation, in: Aggarwal, Pradeep K., Gat, J.R., Froehlich, K.F.O. (Eds.), *Isotopes in the Water Cycle*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 39–51. https://doi.org/10.1007/1-4020-3023-1_4

- Granberg, G., Mikkilä, C., Sundh, I., Svensson, B.H., Nilsson, M., 1997. Sources of spatial variation in methane emission from mires in northern Sweden: A mechanistic approach in statistical modeling. *Global Biogeochem. Cycles* 11, 135–150. <https://doi.org/10.1029/96GB03352>
- Graustein, W.C., 1989. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ratios Measure the Sources and Flow of Strontium in Terrestrial Ecosystems, in: *Stable Isotopes in Ecological Research*. Springer-Verlag New York Inc, p. 491e512.
- Graven, H., Keeling, R.F., Rogelj, J., 2020. Changes to Carbon Isotopes in Atmospheric CO_2 Over the Industrial Era and Into the Future. *Global Biogeochem. Cycles* 34. <https://doi.org/10.1029/2019GB006170>
- Greenup, A.L., Bradford, M.A., McNamara, N.P., Ineson, P., Lee, J.A., 2000. The role of *Eriophorum vaginatum* in CH_4 flux from an ombrotrophic peatland. *Plant and Soil* 265–272.
- Griffiths, N.A., Sebestyen, S.D., 2016. Dynamic Vertical Profiles of Peat Porewater Chemistry in a Northern Peatland. *Wetlands* 36, 1119–1130. <https://doi.org/10.1007/s13157-016-0829-5>
- Griffiths, N.A., Sebestyen, S.D., Oleheiser, K.C., 2019. Variation in peatland porewater chemistry over time and space along a bog to fen gradient. *Science of The Total Environment* 697, 134152. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134152>
- Gröning, M., Lutz, H.O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., Pöntenstein, L., 2012. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology* 448–449, 195–200. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041>
- Grootjans, A.P., Wotejko, L., de Mars, H., Smolders, A.J.P., van Dijk, G., 2021. On the hydrological relationship between Petrifying-springs, Alkaline-fens, and Calcareous-spring-mires in the lowlands of North-West and Central Europe; consequences for restoration. *Mires Peat* 27, 1–18. <https://doi.org/10.19189/MaP.2020.OMB.StA.2134>
- Grosvernier, P., 2005. Expertise hydroécologique de la tourbière du Forbonnet (Commune de Frasne, F). *Compte-rendu d'étude du cabinet Lin'ECO, SMMAHD*.
- Günther, A., Barthelmes, A., Huth, V., Joosten, H., Jurasinski, G., Koebsch, F., Couwenberg, J., 2020. Prompt rewetting of drained peatlands reduces climate warming despite methane emissions. *Nat Commun* 11, 1644. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15499-z>
- Guyonneau, J., 2020. Life tourbières du jura Action D1 : Suivi des actions de restauration après travaux sur la flore et les habitats Rapport 2020. Conservatoire botanique national de Franche-Comté – Observatoire régional des Invertébrés.
- Guyonneau, J., 2005. Étude de la végétation et de l'hydrologie du marais des Levresses, réserve naturelle régionale des tourbières de Frasne 56.
- Guyonneau, J., Collaud, R., 2016. Life tourbières du jura Action D1 : Suivi des actions de restauration après travaux sur la flore et la végétation du Bassin du Dugeon Bilan d'activité 2015-2016. Conservatoire botanique national de Franche-Comté – Observatoire régional des Invertébrés.
- Hajek, M., Horsak, M., Hajkova, P., Dite, D., 2006. Habitat diversity of central European fens in relation to environmental gradients and an effort to standardise fen terminology in ecological studies. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics* 8, 97–114. <https://doi.org/10.1016/j.ppees.2006.08.002>
- Hajj, F., Poszwa, A., Bouchez, J., Guérol, F., 2017. Radiogenic and “stable” strontium isotopes in provenance studies: A review and first results on archaeological wood from shipwrecks. *Journal of Archaeological Science* 86, 24–49. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2017.09.005>
- Hamard, S., Céréghino, R., Barret, M., Sytiuk, A., Lara, E., Dorrepaal, E., Kardol, P., Küttim, M., Lamentowicz, M., Leflaive, J., Le Roux, G., Tuittila, E., Jasey, V.E.J., 2021. Contribution of microbial photosynthesis to peatland carbon uptake along a latitudinal gradient. *J Ecol* 109, 3424–3441. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13732>
- Haraguchi, A., Yamada, N., 2011. Temperature Dependency of Photosynthesis of *Sphagnum* spp. Distributed in the Warm-Temperate and the Cool-Temperate Mires of Japan. *AJPS* 02, 716–725. <https://doi.org/10.4236/ajps.2011.25086>
- Hare, D.K., Boutt, D.F., Clement, W.P., Hatch, C.E., Davenport, G., Hackman, A., 2017. Hydrogeological controls on spatial patterns of groundwater discharge in peatlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 6031–6048. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6031-2017>
- Harris, L.I., Richardson, K., Bona, K.A., Davidson, S.J., Finkelstein, S.A., Garneau, M., McLaughlin, J., Nwaishi, F., Olefeldt, D., Packalen, M., Roulet, N.T., Southee, F.M., Strack, M., Webster, K.L., Wilkinson, S.L., Ray,

- J.C., 2021. The essential carbon service provided by northern peatlands. *Front Ecol Environ* fee.2437. <https://doi.org/10.1002/fee.2437>
- Hart, P.W., Colson, G.W., Burris, J., 2011. APPLICATION OF CARBON DIOXIDE TO REDUCE WATER-SIDE LIME SCALE IN HEAT EXCHANGERS. *Journal of Science & Technology for Forest Products and Processes* 1, 5.
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., Weiler, M., 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches: KARST WATER RESOURCES PREDICTION. *Rev. Geophys.* 52, 218–242. <https://doi.org/10.1002/2013RG000443>
- Hartmann, J., Moosdorf, N., 2012. The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface: TECHNICAL BRIEF. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13. <https://doi.org/10.1029/2012GC004370>
- Hayashi, M., 2020. Alpine Hydrogeology: The Critical Role of Groundwater in Sourcing the Headwaters of the World. *Groundwater* 58, 498–510. <https://doi.org/10.1111/gwat.12965>
- Hessenauer, M., Meury, P.X., 2002. Creugenat Description du phénomène d’intermittence à l’estavelle du Creugenat (JU) 52.
- Hoag, R.S., Price, J.S., 1997. The effects of matrix diffusion on solute transport and retardation in undisturbed peat in laboratory columns. *Journal of Contaminant Hydrology* 28, 193–205. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(96\)00085-X](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(96)00085-X)
- Hogan, J.F., Blum, J.D., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 2000. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr as a tracer of groundwater discharge and precipitation recharge in the Glacial Lake Agassiz Peatlands, northern Minnesota. *Water Resour. Res.* 36, 3701–3710. <https://doi.org/10.1029/2000WR900233>
- Holden, J., 2005. Controls of soil pipe frequency in upland blanket peat. *J. Geophys. Res.* 110, F01002. <https://doi.org/10.1029/2004JF000143>
- Holden, J., Burt, T.P., 2003. Hydrological Studies on Blanket Peat: The Significance of the Acrotelm-Catotelm Model. *Journal of Ecology* 91, 86–102.
- Holden, J., Wallage, Z.E., Lane, S.N., McDonald, A.T., 2011. Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology* 402, 103–114. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.010>
- Holmes, M.E., Chanton, J.P., Tfaily, M.M., Ogram, A., 2015. CO₂ and CH₄ isotope compositions and production pathways in a tropical peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 29, 1–18. <https://doi.org/10.1002/2014GB004951>
- Homepage | Ramsar [WWW Document], n.d. URL <https://www.ramsar.org/> (accessed 3.11.21).
- Hope, D., Palmer, S.M., Billett, M.F., Dawson, J.J.C., 2001. Carbon dioxide and methane evasion from a temperate peatland stream. *Limnol. Oceanogr.* 46, 847–857. <https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.4.0847>
- Horita, J., 1988. Hydrogen isotope analysis of natural waters using an H₂-water equilibration method: A special implication to brines. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 72, 89–94. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(88\)90040-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90040-1)
- Hornibrook, E.R.C., Longstaffe, F.J., Fyfe, W.S., 1997. Spatial distribution of microbial methane production pathways in temperate zone wetland soils: Stable carbon and hydrogen isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 745–753. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00368-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00368-7)
- Howie, S.A., Hebda, R.J., 2018. Bog surface oscillation (mire breathing): A useful measure in raised bog restoration. *Hydrological Processes* 32, 1518–1530. <https://doi.org/10.1002/hyp.11622>
- Howie, S.A., Meerveld, I.T., 2011. The Essential Role of the Lagg in Raised Bog Function and Restoration: A Review. *Wetlands* 31, 613–622. <https://doi.org/10.1007/s13157-011-0168-5>
- Hudson, N.W., 1993. Field measurement of soil erosion and runoff, HUDSON, Norman. Field measurement of soil erosion and runoff. Food & Agriculture Org. ed.
- Humpenöder, F., Karstens, K., Lotze-Campen, H., Leifeld, J., Menichetti, L., Barthelmes, A., Popp, A., 2020. Peatland protection and restoration are key for climate change mitigation. *Environ. Res. Lett.* 15, 104093. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae2a>
- Huneau, F., 2000. FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE ET ARCHIVES PALEOCLIMATIQUES D’UN AQUIFERE PROFOND MEDITERRANEEN Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France). Thèse de doctorat. Université d’Avignon.

- Hurkuck, M., Brümmer, C., Karsten, M., Ludger, G., Heinz, F., Werner L., K., 2014. Determination of atmospheric nitrogen deposition to a semi-natural peat bog site in an intensively managed agricultural landscape. *Atmospheric Environment* 97, 296–309. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.08.034>
- Huth, V., Hoffmann, M., Bereswill, S., Zak, D., Augustin, J., 2018. The climate warming effect of a fen peat meadow with fluctuating water table is reduced by young alder trees. *Mires and Peat* 1–18. <https://doi.org/10.19189/MaP.2017.OMB.291>
- IAEA, 2014. IAEA/GNIP precipitation sampling guide.
- IAEA, 2013. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle Principles and Applications.
- Inc, T.F.S., 2008. GasBench II - The Universal On-Line Gas Preparation and Introduction System for Isotope Ratio MS 12.
- Ingram, H.A.P., 1982. Size and shape in raised mire ecosystems: a geophysical model. *Nature* 297, 300–303. <https://doi.org/10.1038/297300a0>
- Ingram, H.A.P., 1978. Soil layers in mires: function and terminology. *Journal of Soil Science* 29, 224–227. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1978.tb02053.x>
- IPCC, 2022. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lössche, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)], Cambridge University Press. In Press.
- IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Isokangas, E., Rossi, P.M., Ronkanen, A.-K., Marttila, H., Rozanski, K., Kløve, B., 2017. Quantifying spatial groundwater dependence in peatlands through a distributed isotope mass balance approach: GROUNDWATER DEPENDENCE IN PEATLANDS. *Water Resour. Res.* 53, 2524–2541. <https://doi.org/10.1002/2016WR019661>
- Jacotot, A., Bertrand, Guillaume, Toussaint, Marie-Laure, Lhosmot, Alexandre, Gilbert, Daniel, Binet, Philippe, Gogo, Sébastien, Laggoun-Défarge, Fatima, 2022. Carbon and energy Eddy-covariance fluxes dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.6025782>
- Jacotot, A., Marchand, C., Allenbach, M., 2019. Biofilm and temperature controls on greenhouse gas (CO₂ and CH₄) emissions from a Rhizophora mangrove soil (New Caledonia). *Science of The Total Environment* 650, 1019–1028. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.093>
- Järveoja, J., Nilsson, M.B., Gažovič, M., Crill, P.M., Peichl, M., 2018. Partitioning of the net CO₂ exchange using an automated chamber system reveals plant phenology as key control of production and respiration fluxes in a boreal peatland. *Glob Change Biol* 24, 3436–3451. <https://doi.org/10.1111/gcb.14292>
- Järveoja, J., Peichl, M., Maddison, M., Soosaar, K., Vellak, K., Karofeld, E., Teemusk, A., Mander, Ü., 2016. Impact of water table level on annual carbon and greenhouse gas balances of a restored peat extraction area. *Biogeosciences* 13, 2637–2651. <https://doi.org/10.5194/bg-13-2637-2016>
- Jasechko, S., 2019. Global Isotope Hydrogeology—Review. *Rev. Geophys.* 57, 835–965. <https://doi.org/10.1029/2018RG000627>
- Jasechko, S., Birks, S.J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P.J., Sharp, Z.D., McDonnell, J.J., Welker, J.M., 2014. The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resour. Res.* 50, 8845–8867. <https://doi.org/10.1002/2014WR015809>
- Jassey, V., 2011. Impact d'un réchauffement climatique sur le fonctionnement de la sphagnosphère: relations polyphénols-communautés microbiennes. Thèse de doctorat. Université de Franche-Comté.
- Jassey, Vincent E. J., Chiapusio, G., Gilbert, D., Buttler, A., Toussaint, M.-L., Binet, P., 2011a. Experimental climate effect on seasonal variability of polyphenol/phenoloxidase interplay along a narrow fen-bog ecological gradient in *Sphagnum fallax*. *Global Change Biology* 17, 2945–2957. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02437.x>
- Jassey, Vincent E.J., Gilbert, D., Binet, P., Toussaint, M.-L., Chiapusio, G., 2011b. Effect of a temperature gradient on *Sphagnum fallax* and its associated living microbial communities: a study under controlled conditions. *Can. J. Microbiol.* 57, 226–235. <https://doi.org/10.1139/W10-116>

- Jassey, V.E.J., Reczuga, M.K., Zielińska, M., Słowińska, S., Robroek, B.J.M., Mariotte, P., Seppey, C.V.W., Lara, E., Barabach, J., Słowiński, M., Bragazza, L., Chojnicki, B.H., Lamentowicz, M., Mitchell, E.A.D., Buttler, A., 2018. Tipping point in plant–fungal interactions under severe drought causes abrupt rise in peatland ecosystem respiration. *Glob Change Biol* 24, 972–986. <https://doi.org/10.1111/gcb.13928>
- Jassey, V.E.J., Signarbieux, C., Hättenschwiler, S., Bragazza, L., Buttler, A., Delarue, F., Fournier, B., Gilbert, D., Laggoun-Défarge, F., Lara, E., T. E. Mills, R., Mitchell, E.A.D., Payne, R.J., Robroek, B.J.M., 2015. An unexpected role for mixotrophs in the response of peatland carbon cycling to climate warming. *Sci Rep* 5, 16931. <https://doi.org/10.1038/srep16931>
- Jeanblanc, A., Schneider, G., 1981. Etude géologique et hydrogéologique du Risoux / Mont-d’Or. Faculté des Sciences Techniques de l’Université de Franche-Comté.
- Jeannin, P.-Y., Hessenauer, M., Malard, A., Chapuis, V., 2016. Impact of global change on karst groundwater mineralization in the Jura Mountains. *Science of The Total Environment* 541, 1208–1221. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.008>
- Jenkins, A., 1989. Storm period hydrochemical response in an unforested Scottish catchment. *Hydrological Sciences Journal* 34, 393–404. <https://doi.org/10.1080/02626668909491347>
- Joachimski, M.M., 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology* 41, 805–824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01425.x>
- Joanne, A., 1899. Géographie du Doubs, sixième édition. ed. Librairie Hachette et Cte, boulevard Saint-Germain, 79, Paris.
- Johnson, C.P., Pypker, T.G., Hribljan, J.A., Chimner, R.A., 2013. Open Top Chambers and Infrared Lamps: A Comparison of Heating Efficacy and CO₂/CH₄ Dynamics in a Northern Michigan Peatland. *Ecosystems* 16, 736–748. <https://doi.org/10.1007/s10021-013-9646-3>
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhes, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. cyberge. <https://doi.org/10.4000/cyberge.23155>
- Joly, D., Richard, Y., 2018. Topographic descriptors and thermal inversions amid the plateaus and mountains of the Jura (France). *Climatologie* 15, 46–61. <https://doi.org/10.4267/climatologie.1335>
- Jones, E., Oliphant, T., Peterson, P., and others, 2001. SciPy: Open Source Scientific Tools for Python.
- Jones, T.G., Evans, C.D., Jones, D.L., Hill, P.W., Freeman, C., 2016. Transformations in DOC along a source to sea continuum; impacts of photo-degradation, biological processes and mixing. *Aquat Sci* 78, 433–446. <https://doi.org/10.1007/s00027-015-0461-0>
- Joosten, H., 2016. Peatlands across the globe, in: Bonn, A., Allott, T., Evans, M., Joosten, H., Stoneman, R. (Eds.), *Peatland Restoration and Ecosystem Services*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 19–43. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139177788.003>
- Joosten, H., 2015. Peatlands, climate change mitigation and biodiversity conservation. Nordic Council of Ministers. <https://doi.org/10.6027/ANP2015-727>
- Joosten, H., 2009. The Global Peatland CO₂ Picture. Peatland status and drainage related emissions in all countries of the world, Wetlands International, Ede. ed. Greifswald University.
- Joosten, H., Clarke, D., 2002. Wise use of mires and peatlands: background and principles including a framework for decision-making. International Mire Conservation Group : International Peat Society, Finland.
- Jourde, H., Massei, N., Mazzilli, N., Binet, S., Batiot-Guilhe, C., Labat, D., Steinmann, M., Bailly-Comte, V., Seidel, J.L., Arfib, B., Charlier, J.B., Guinot, V., Jardani, A., Fournier, M., Aliouache, M., Babic, M., Bertrand, C., Brunet, P., Boyer, J.F., Bricquet, J.P., Camboulive, T., Carrière, S.D., Celle-Jeanton, H., Chalikakis, K., Chen, N., Cholet, C., Clauzon, V., Soglio, L.D., Danquigny, C., Défargue, C., Denimal, S., Emblanch, C., Hernandez, F., Gillon, M., Gutierrez, A., Sanchez, L.H., Hery, M., Houillon, N., Johannet, A., Jouves, J., Jozja, N., Ladouche, B., Leonardi, V., Lorette, G., Loup, C., Marchand, P., de Montety, V., Muller, R., Ollivier, C., Sivelle, V., Lastennet, R., Lecoq, N., Maréchal, J.C., Perotin, L., Perrin, J., Petre, M.A., Peyraube, N., Pistre, S., Plagnes, V., Probst, A., Probst, J.L., Simler, R., Stefani, V., Valdes-Lao, D., Viseur, S., Wang, X., 2018. SNO KARST: A French Network of Observatories for the Multidisciplinary Study of Critical Zone Processes in Karst Watersheds and Aquifers. *Vadose Zone Journal* 17, 180094. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0094>

- Jouzel, J., Vimeux, F., Caillon, N., Delaygue, G., Hoffman, G., Masson-Delmotte, V., Parrenin, F., 2003. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.* 108, 4361. <https://doi.org/10.1029/2002JD002677>
- Juszczak, R., Humphreys, E., Acosta, M., Michalak-Galczywska, M., Kayzer, D., Olejnik, J., 2013. Ecosystem respiration in a heterogeneous temperate peatland and its sensitivity to peat temperature and water table depth. *Plant Soil* 366, 505–520. <https://doi.org/10.1007/s11104-012-1441-y>
- Kaila, A., 1956. Determination of the degree of humification in peat samples. *AFSci* 28, 18–35. <https://doi.org/10.23986/afsci.71402>
- Kandel, T.P., Elsgaard, L., Laerke, P.E., 2013. Measurement and modelling of CO₂ flux from a drained fen peatland cultivated with reed canary grass and spring barley. *GCB Bioenergy* 5, 548–561. <https://doi.org/10.1111/gcbb.12020>
- Kang, E., Li, Y., Zhang, X., Yan, Z., Zhang, W., Zhang, K., Yan, L., Wu, H., Li, M., Niu, Y., Yang, A., Wang, J., Kang, X., 2022. Extreme drought decreases soil heterotrophic respiration but not methane flux by modifying the abundance of soil microbial functional groups in alpine peatland. *CATENA* 212, 106043. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106043>
- Kang, H., Freeman, C., 2002. The Influence of Hydrochemistry on Methane Emissions from Two Contrasting Northern Wetlands. *Water, Air, and Soil Pollution* 141: 263–272.
- Keith, M.L., Weber, J.N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, 1787–1816. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)
- Kennedy, G.W., Price, J.S., 2005. A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302, 13–27. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.024>
- Ketcheson, S.J., Price, J.S., 2011. The Impact of Peatland Restoration on the Site Hydrology of an Abandoned Block-Cut Bog. *Wetlands* 31, 1263–1274. <https://doi.org/10.1007/s13157-011-0241-0>
- Kettridge, N., Kellner, E., Price, J.S., Waddington, J.M., 2012. Peat deformation and biogenic gas bubbles control seasonal variations in peat hydraulic conductivity: Seasonal variations in peat hydraulic conductivity. *Hydrol. Process.* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/hyp.9369>
- Khan, U.A., Kujala, K., Soile, P.N., Marja, L.R., Ronkanen, A.-K., 2019. Arsenic, antimony, and nickel leaching from northern peatlands treating mining influenced water in cold climate. *STOTEN* 657, 1161–1172. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.455>
- Kim, Y., Johnson, M.S., Knox, S.H., Black, T.A., Dalmagro, H.J., Kang, M., Kim, J., Baldocchi, D., 2020. Gap-filling approaches for eddy covariance methane fluxes: A comparison of three machine learning algorithms and a traditional method with principal component analysis. *Global Change Biology* 26, 1499–1518. <https://doi.org/10.1111/gcb.14845>
- Kimmel, K., Mander, Ü., 2010. Ecosystem services of peatlands: Implications for restoration. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 34, 491–514. <https://doi.org/10.1177/0309133310365595>
- King, G.M., 1990. Regulation by light of methane emissions from a wetland. *Nature* 345, 513–515. <https://doi.org/10.1038/345513a0>
- King, J., Reeburgh, W.S., 2002. A pulse-labeling experiment to determine the contribution of recent plant photosynthates to net methane emission in arctic wet sedge tundra. *Soil Biology and Biochemistry* 34, 173–180. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00164-X](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00164-X)
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M.W., Schmid, H.P., 2015. A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geoscientific Model Development* 8, 3695–3713. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3695-2015>
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J.J., Kupfersberger, H., Kværner, J., Muotka, T., Mykrä, H., Preda, E., Rossi, P., Uvo, C.B., Velasco, E., Pulido-Velazquez, M., 2014. Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology* 518, 250–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>
- Knox, S.H., Bansal, S., McNicol, G., Schafer, K., Sturtevant, C., Ueyama, M., Valach, A.C., Baldocchi, D., Delwiche, K., Desai, A.R., Euskirchen, E., Liu, J., Lohila, A., Malhotra, A., Melling, L., Riley, W., Runkle, B.R.K., Turner, J., Vargas, R., Zhu, Q., Alto, T., Fluet-Chouinard, E., Goeckede, M., Melton, J.R., Sonntag, O., Vesala, T., Ward, E., Zhang, Z., Feron, S., Ouyang, Z., Alekseychik, P., Aurela, M., Bohrer, G., Campbell, D.I., Chen, J., Chu, H., Dalmagro, H.J., Goodrich, J.P., Gottschalk, P., Hirano, T., Iwata, H., Jurasinski, G.,

- Kang, M., Koebisch, F., Mammarella, I., Nilsson, M.B., Ono, K., Peichl, M., Peltola, O., Ryu, Y., Sachs, T., Sakabe, A., Sparks, J.P., Tuittila, E., Vourlitis, G.L., Wong, G.X., Windham-Myers, L., Poulter, B., Jackson, R.B., 2021. Identifying dominant environmental predictors of freshwater wetland methane fluxes across diurnal to seasonal time scales. *Glob Change Biol* 27, 3582–3604. <https://doi.org/10.1111/gcb.15661>
- Knox, S.H., Jackson, R.B., Poulter, B., McNicol, G., Fluet-Chouinard, E., Zhang, Z., Hugelius, G., Bousquet, P., Canadell, J.G., Saunio, M., Papale, D., Chu, H., Keenan, T.F., Baldocchi, D., Torn, M.S., Mammarella, I., Trotta, C., Aurela, M., Bohrer, G., Campbell, D.I., Cescatti, A., Chamberlain, S., Chen, J., Chen, W., Dengel, S., Desai, A.R., Euskirchen, E., Friborg, T., Gasbarra, D., Godeed, I., Goeckede, M., Heimann, M., Helbig, M., Hirano, T., Hollinger, D.Y., Iwata, H., Kang, M., Klatt, J., Krauss, K.W., Kutzbach, L., Lohila, A., Mitra, B., Morin, T.H., Nilsson, M.B., Niu, S., Noormets, A., Oechel, W.C., Peichl, M., Peltola, O., Reba, M.L., Richardson, A.D., Runkle, B.R.K., Ryu, Y., Sachs, T., Schäfer, K.V.R., Schmid, H.P., Shurpali, N., Sonntag, O., Tang, A.C.I., Ueyama, M., Vargas, R., Vesala, T., Ward, E.J., Windham-Myers, L., Wohlfahrt, G., Zona, D., 2019. FLUXNET-CH₄ Synthesis Activity: Objectives, Observations, and Future Directions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 100, 2607–2632. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0268.1>
- Koebisch, F., Jurasinski, G., Koch, M., Hofmann, J., Glatzel, S., 2015. Controls for multi-scale temporal variation in ecosystem methane exchange during the growing season of a permanently inundated fen. *Agricultural and Forest Meteorology* 204, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.02.002>
- Koebisch, F., Winkel, M., Liebner, S., Liu, B., Westphal, J., Schmiedinger, I., Spitz, A., Gehre, M., Jurasinski, G., Köhler, S., Unger, V., Koch, M., Sachs, T., Böttcher, M.E., 2019. Sulfate deprivation triggers high methane production in a disturbed and rewetted coastal peatland. *Biogeosciences* 16, 1937–1953. <https://doi.org/10.5194/bg-16-1937-2019>
- Komor, S.C., 1994. Geochemistry and hydrology of a calcareous fen within the Savage Fen wetlands complex, Minnesota, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 3353–3367. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90091-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90091-4)
- Korkiakoski, M., Tuovinen, J.-P., Penttilä, T., Sarkkola, S., Ojanen, P., Minkkinen, K., Rainne, J., Laurila, T., Lohila, A., 2019. Greenhouse gas and energy fluxes in a boreal peatland forest after clear-cutting. *Biogeosciences* 16, 3703–3723. <https://doi.org/10.5194/bg-16-3703-2019>
- Körner, C., Hiltbrunner, E., 2021. Why Is the Alpine Flora Comparatively Robust against Climatic Warming? *Diversity* 13, 383. <https://doi.org/10.3390/d13080383>
- Korrensalo, A., Alekseychik, P., Hájek, T., Rinne, J., Vesala, T., Mehtätalo, L., Mammarella, I., Tuittila, E.-S., 2017. Species-specific temporal variation in photosynthesis as a moderator of peatland carbon sequestration. *Biogeosciences* 14, 257–269. <https://doi.org/10.5194/bg-14-257-2017>
- Korrensalo, A., Hájek, T., Vesala, T., Mehtätalo, L., Tuittila, E.-S., 2016. Variation in photosynthetic properties among bog plants. *Botany* 94, 1127–1139. <https://doi.org/10.1139/cjb-2016-0117>
- Kostka, J.E., Weston, D.J., Glass, J.B., Lilleskov, E.A., Shaw, A.J., Turetsky, M.R., 2016. The Sphagnum microbiome: new insights from an ancient plant lineage. *New Phytol* 211, 57–64. <https://doi.org/10.1111/nph.13993>
- Kox, M.A.R., van den Elzen, E., Lamers, L.P.M., Jetten, M.S.M., van Kessel, M.A.H.J., 2020. Microbial nitrogen fixation and methane oxidation are strongly enhanced by light in Sphagnum mosses. *AMB Expr* 10, 61. <https://doi.org/10.1186/s13568-020-00994-9>
- Kværner, J., Snilsberg, P., 2011. Groundwater hydrology of boreal peatlands above a bedrock tunnel – Drainage impacts and surface water groundwater interactions. *Journal of Hydrology* 403, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.006>
- Kwon, M.J., Ballantyne, A., Ciais, P., Qiu, C., Salmon, E., Raoult, N., Guenet, B., Göckede, M., Euskirchen, E.S., Nykänen, H., Schuur, E.A.G., Turetsky, M.R., Dieleman, C.M., Kane, E.S., Zona, D., 2022. Lowering water table reduces carbon sink strength and carbon stocks in northern peatlands. *Global Change Biology* gcb.16394. <https://doi.org/10.1111/gcb.16394>
- La Banque Mondiale, 2022. Evolution du PIB mondial. Données sur les comptes nationaux de la Banque mondiale et fichiers de données sur les comptes nationaux de l'OCDE. [WWW Document]. URL <https://donnees.banquemondiale.org/indicateur/NY.GDP.MKTP.CD?end=2021&start=2010> (accessed 9.12.22).

- Laggoun-Défarge, F., Gilbert, D., Buttler, A., Epron, D., Francez, A.-J., Grasset, L., Guimbaud, C., Mitchell, E., Roy, J.-C., 2008. Effects of experimental warming on Carbon sink function of a temperate pristine mire : The project PEATWARM. Proceedings of the 13th International Peat Congress, Ireland, Tullamore, 8-13
June 2008, IPS (Finland), 2008, Tullamore, Finland. pp.599-602. ffinu-00321910ff
- Lai, D.Y.F., 2009. Methane Dynamics in Northern Peatlands: A Review. *Pedosphere* 19, 409–421.
- Laidler, K.J., 1984. The development of the Arrhenius equation. *J. Chem. Educ.* 61, 494.
<https://doi.org/10.1021/ed061p494>
- Lamentowicz, M., Gałka, M., Marcisz, K., Słowiński, M., Kajukało-Drygalska, K., Dayras, M.D., Jassey, V.E.J., 2019. Unveiling tipping points in long-term ecological records from Sphagnum dominated peatlands. *Biol. Lett.* 15, 20190043. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2019.0043>
- Lamers, L.P.M., Farhoush, C., Van Groenendael, J.M., Roelofs, J.G.M., 1999. Calcareous groundwater raises bogs; the concept of ombrotrophy revisited. *Journal of Ecology* 87, 639–648.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.1999.00380.x>
- Langmuir, D., 1997. *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.
- Langmuir, D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Peale. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35, 1023 to 1045. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(71\)90019-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(71)90019-6)
- Lansdown, J.M., Quay, P.D., King, S.L., 1992. CH₄ production via CO₂ reduction in a temperate bog: A source of 13C-depleted CH₄. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3493–3503.
- Lapham, L., Proctor, L., Chanton, J., 1999. Using Respiration Rates and Stable Carbon Isotopes to Monitor the Biodegradation of Orimulsion by Marine Benthic Bacteria. *Environ. Sci. Technol.* 33, 2035–2039.
<https://doi.org/10.1021/es981158a>
- Larocque, M., Ferlatte, M., Pellerin, S., Cloutier, V., Munger, J.L., Paniconi, C., Quillet, A., 2016. Chemical and botanical indicators of groundwater inflow to Sphagnum -dominated peatlands. *Ecological Indicators* 64, 142–151. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.12.012>
- Lasaga, A.C., 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. *J. Geophys. Res.* 89, 4009–4025.
<https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04009>
- Latour, B., Weibel, P. (Eds.), 2020. *Critical zones: observatories for earthly politics*. The MIT Press, Cambridge.
- Laubscher, H., 1997. The decollement hypothesis of Jura folding after 90 years. *Bull. appl. Geol* 2, 167–182.
<https://doi.org/10.5169/SEALS-219968>
- Laudon, H., Berggren, M., Ågren, A., Buffam, I., Bishop, K., Grabs, T., Jansson, M., Köhler, S., 2011. Patterns and Dynamics of Dissolved Organic Carbon (DOC) in Boreal Streams: The Role of Processes, Connectivity, and Scaling. *Ecosystems* 14, 880–893. <https://doi.org/10.1007/s10021-011-9452-8>
- Le Barbu, E., Philippe, M., Cadet, Y., 2019. Sécheresse 2018 dans le Haut-Doubs : du jamais vu depuis 1906. Presented at the Colloque UNESCO-SHF : « Sécheresses 2019, Paris 11-12 et 13 décembre 2019 », p. 8.
- Le Mer, J., Roger, P., 2001. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *European Journal of Soil Biology* 37, 25–50. [https://doi.org/10.1016/S1164-5563\(01\)01067-6](https://doi.org/10.1016/S1164-5563(01)01067-6)
- Leach, J.A., Larsson, A., Wallin, M.B., Nilsson, M.B., Laudon, H., 2016. Twelve year interannual and seasonal variability of stream carbon export from a boreal peatland catchment: PEATLAND STREAM CARBON EXPORT. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 121, 1851–1866. <https://doi.org/10.1002/2016JG003357>
- Leigh McCallister, S., del Giorgio, P.A., 2008. Direct measurement of the d13C signature of carbon respired by bacteria in lakes: Linkages to potential carbon sources, ecosystem baseline metabolism, and CO₂ fluxes. *Limnol. Oceanogr.* 53, 1204–1216. <https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.4.1204>
- Leroux, A., 2010. *Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura): implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales*. Thèse de doctorat. Université de Franche-Comté, Besançon.
- Leroy, F., Gogo, S., Guimbaud, C., Bernard-Jannin, L., Hu, Z., Laggoun-Défarge, F., 2017. Vegetation composition controls temperature sensitivity of CO₂ and CH₄ emissions and DOC concentration in peatlands. *Soil Biology and Biochemistry* 107, 164–167. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.01.005>
- Leroy, F., Gogo, S., Guimbaud, C., Bernard-Jannin, L., Yin, X., Belot, G., Shuguang, W., Laggoun-Défarge, F., 2019. CO₂ and CH₄ budgets and global warming potential modifications in Sphagnum-dominated peat

- mesocosms invaded by *Molinia caerulea*. *Biogeosciences* 16, 4085–4095. <https://doi.org/10.5194/bg-16-4085-2019>
- Letsch, D., 2020. Pockmarks on land: muddy artesian groundwater springs (bons) along the foot of the Jura Mountains near Bière (western Switzerland). *Swiss Bull. angew. Geol.* 25, 5–14.
- Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S., Ouellet, M.A., 2014. Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. *Hydrol. Process.* 28, 4808–4822. <https://doi.org/10.1002/hyp.9978>
- Levy, Z.F., Siegel, D.I., Dasgupta, S.S., Glaser, P.H., Welker, J.M., 2014. Stable isotopes of water show deep seasonal recharge in northern bogs and fens. *Hydrol. Process.* 28, 4938–4952. <https://doi.org/10.1002/hyp.9983>
- Levy, Z.F., Siegel, D.I., Glaser, P.H., Samson, S.D., Dasgupta, S.S., 2016. Peat porewaters have contrasting geochemical fingerprints for groundwater recharge and discharge due to matrix diffusion in a large, northern bog-fen complex. *Journal of Hydrology* 541, 941–951. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.001>
- Lhosmot, A., Bouchez, J., Steinmann, M., Lavastre, V., Bichet, V., Loup, C., Stefani, V., Boetsch, A., Chevet, J., Toussaint, M.-L., Gaillardet, J., Bertrand, G., 2022a. The origin and transfer of water and solutes in peatlands: a multi tracer assessment in the carbonated Jura Mountains. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.14781>
- Lhosmot, A., Collin, L., Magnon, G., Steinmann, M., Bertrand, C., Stefani, V., Toussaint, M., Bertrand, G., 2021. Restoration and meteorological variability highlight nested water supplies in middle altitude/latitude peatlands: Towards a hydrological conceptual model of the Frasne peatland, Jura Mountains, France. *Ecohydrology* 14. <https://doi.org/10.1002/eco.2315>
- Lhosmot, A., Jacotot, A., Steinmann, M., Binet, P., Toussaint, M.-L., Gogo, S., Gilbert, D., Coffinet, S., Laggoun-Défarge, F., Bertrand, G., 2022b. Biotic and Abiotic Control Over Diurnal CH₄ Fluxes in a Temperate Transitional Poor Fen Ecosystem. *Ecosystems*. <https://doi.org/10.1007/s10021-022-00809-x>
- Lhosmot, A., Steinmann, M., Binet, P., Gandois, L., Moquet, J.-S., Stefani, V., Toussaint, M.-L., Boetsch, A., Loup, C., Essert, V., Bertrand, G., 2023. Origin and fate of dissolved inorganic carbon in a karst groundwater fed peatland using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. *Chemical Geology* 616. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121254>
- Li, C., Ji, H., 2016. Chemical weathering and the role of sulfuric and nitric acids in carbonate weathering: Isotopes (^{13}C , ^{15}N , ^{34}S , and ^{18}O) and chemical constraints: *Chemical Weathering and Exogenous Acid*. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 121, 1288–1305. <https://doi.org/10.1002/2015JG003121>
- Li, Q., Gogo, S., Leroy, F., Guimbaud, C., Laggoun-Défarge, F., 2021a. Response of Peatland CO₂ and CH₄ Fluxes to Experimental Warming and the Carbon Balance. *Front. Earth Sci.* 9, 631368. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.631368>
- Li, Q., Leroy, F., Zocatelli, R., Gogo, S., Jacotot, A., Guimbaud, C., Laggoun-Défarge, F., 2021b. Abiotic and biotic drivers of microbial respiration in peat and its sensitivity to temperature change. *Soil Biology and Biochemistry* 153, 108077. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.108077>
- Li, S.-L., Calmels, D., Han, G., Gaillardet, J., Liu, C.-Q., 2008. Sulfuric acid as an agent of carbonate weathering constrained by $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$: Examples from Southwest China. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 189–199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.039>
- Limpens, J., Berendse, F., Blodau, C., Canadell, J.G., Freeman, C., Holden, J., Roulet, N., Rydin, H., Schaepman-Strub, G., 2008. Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences* 5, 1475–1491.
- Lindsay, R., 1995. *Bogs: The Ecology, Classification and Conservation of Ombrotrophic Mires*.
- Lindsay, R.A., 2010. *Peatbogs and carbon: a critical synthesis to inform policy development in oceanic peat bog conservation and restoration in the context of climate change*. University of East London.
- Liu, H., Gu, Y., Ge, J., Yu, Z., Xu, X., Zhang, Z., Cheng, S., Xie, S., 2022. The response of the Dajiuhu Peatland ecosystem to hydrological variations: Implications for carbon sequestration and peatlands conservation. *Journal of Hydrology* 612, 128307. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128307>
- Liu, H., Wrage-Mönnig, N., Lennartz, B., 2020. Rewetting strategies to reduce nitrous oxide emissions from European peatlands. *Commun Earth Environ* 1, 17. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00017-2>

- Liu, H.-C., Chung, C.-H., You, C.-F., Chiang, Y.-H., 2016. Determination of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ and $\delta 88/86\text{Sr}$ ratios in plant materials using MC-ICP-MS. *Anal Bioanal Chem* 408, 387–397. <https://doi.org/10.1007/s00216-015-9070-y>
- Loire, J., 2021. Paléo-reconstitution de la végétation de la tourbière de Frasné (Doubs) (Mémoire de M1). Chrono-Environnement - Carpodata, Dijon.
- Loisel, J., Gallego-Sala, A., 2022. Ecological resilience of restored peatlands to climate change. *Commun Earth Environ* 3, 208. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00547-x>
- Loisel, J., Gallego-Sala, A.V., Amesbury, M.J., Magnan, G., Anshari, G., Beilman, D.W., Benavides, J.C., Blewett, J., Camill, P., Charman, D.J., Chawchai, S., Hedgpeth, A., Kleinen, T., Korhola, A., Large, D., Mansilla, C.A., Müller, J., van Bellen, S., West, J.B., Yu, Z., Bubier, J.L., Garneau, M., Moore, T., Sannel, A.B.K., Page, S., Väiliranta, M., Bechtold, M., Brovkin, V., Cole, L.E.S., Chanton, J.P., Christensen, T.R., Davies, M.A., De Vleeschouwer, F., Finkelstein, S.A., Froking, S., Gałka, M., Gandois, L., Girkin, N., Harris, L.I., Heinemeyer, A., Hoyt, A.M., Jones, M.C., Joos, F., Juutinen, S., Kaiser, K., Lacourse, T., Lamentowicz, M., Larmola, T., Leifeld, J., Lohila, A., Milner, A.M., Minkinen, K., Moss, P., Naafs, B.D.A., Nichols, J., O'Donnell, J., Payne, R., Philben, M., Piilo, S., Quillet, A., Ratnayake, A.S., Roland, T.P., Sjögersten, S., Sonnentag, O., Swindles, G.T., Swinnen, W., Talbot, J., Treat, C., Valach, A.C., Wu, J., 2021. Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink. *Nat. Clim. Chang.* 11, 70–77. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00944-0>
- Loisel, J., Gallego-Sala, A.V., Yu, Z., 2012. Global-scale pattern of peatland Sphagnum growth driven by photosynthetically active radiation and growing season length. *Biogeosciences* 9, 2737–2746. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2737-2012>
- Loisel, J., Garneau, M., Hélie, J.-F., 2010. Sphagnum $\delta 13\text{C}$ values as indicators of palaeohydrological changes in a peat bog. *The Holocene* 20, 285–291. <https://doi.org/10.1177/0959683609350389>
- Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D.W., Camill, P., Alm, J., Amesbury, M.J., Anderson, D., Andersson, S., Bochicchio, C., Barber, K., Belyea, L.R., Bunbury, J., Chambers, F.M., Charman, D.J., De Vleeschouwer, F., Fiałkiewicz-Kozieł, B., Finkelstein, S.A., Gałka, M., Garneau, M., Hammarlund, D., Hinchcliffe, W., Holmquist, J., Hughes, P., Jones, M.C., Klein, E.S., Kokfelt, U., Korhola, A., Kuhry, P., Lamarre, A., Lamentowicz, M., Large, D., Lavoie, M., MacDonald, G., Magnan, G., Mäkilä, M., Mallon, G., Mathijssen, P., Mauquoy, D., McCarroll, J., Moore, T.R., Nichols, J., O'Reilly, B., Oksanen, P., Packalen, M., Peteet, D., Richard, P.J., Robinson, S., Ronkainen, T., Rundgren, M., Sannel, A.B.K., Tarnocai, C., Thom, T., Tuittila, E.-S., Turetsky, M., Väiliranta, M., van der Linden, M., van Geel, B., van Bellen, S., Vitt, D., Zhao, Y., Zhou, W., 2014. A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene* 24, 1028–1042. <https://doi.org/10.1177/0959683614538073>
- Long, K.D., Flanagan, L.B., Cai, T., 2009. Diurnal and seasonal variation in methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance. *Global Change Biology* 16, 2420–2435. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02083.x>
- Los Gatos Research - Greenhouse Gas Analyzer (CH₄,CO₂,H₂O)-Ultraportable [WWW Document], 2019. URL <http://www.lgrinc.com/analyzers/ultraportable-greenhouse-gas-analyzer/> (accessed 10.15.19).
- Lucchese, M., Waddington, J.M., Poulin, M., Pouliot, R., Rochefort, L., Strack, M., 2010. Organic matter accumulation in a restored peatland: Evaluating restoration success. *Ecological Engineering* 36, 482–488. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2009.11.017>
- Luetscher, M., Perrin, J., 2005. The Aubonne karst aquifer (Swiss Jura). *Eclogae geol. Helv.* 98, 237–248. <https://doi.org/10.1007/s00015-005-1156-7>
- Lund, M., Christensen, T.R., Lindroth, A., Schubert, P., 2012. Effects of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland. *Environ. Res. Lett.* 7, 045704. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/045704>
- Luo, J., Li, S., Ni, M., Zhang, J., 2019. Large spatiotemporal shifts of CO₂ partial pressure and CO₂ degassing in a monsoonal headwater stream. *Journal of Hydrology* 579, 124135. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124135>
- Lupascu, M., Wadham, J.L., Hornibrook, E.R.C., Pancost, R.D., 2012. Temperature Sensitivity of Methane Production in the Permafrost Active Layer at Stordalen, Sweden: A Comparison with Non-permafrost Northern Wetlands. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 44, 469–482. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.4.469>

- Luscombe, D.J., Anderson, K., Grand-Clement, E., Gatis, N., Ashe, J., Benaud, P., Smith, D., Brazier, R.E., 2016. How does drainage alter the hydrology of shallow degraded peatlands across multiple spatial scales? *Journal of Hydrology* 541, 1329–1339. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.037>
- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F., Schmid, S.M., 2010. Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. *Terra Nova* 22, 147–154. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00928.x>
- Madritsch, H., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2008. Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France): THIN AND THICK TECTONICS AT JURA FRONT. *Tectonics* 27, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008TC002282>
- Magnon, G., 2017. Approche hydro-géo-écologique de la tourbière active de Frasne, préalable à sa restauration. *Bourgogne-Nature* 128–134.
- Magnon, G., 2016. Compte-rendu de chantier TRAVAUX DE REHABILITATION DE LA TOURBIERE ACTIVE DE FRASNE. EPAGE Haut-Doubs Haute-Loue 12.
- Magnon, G., Grosvernier, P., 2015. Travaux de restauration fonctionnelle de la tourbière active de Frasne et du marais de Gû dans la réserve naturelle des tourbières de Frasne-Bouverans Rapport d'études synthétique.
- Mahadevan, P., Wofsy, S.C., Matross, D.M., Xiao, X., Dunn, A.L., Lin, J.C., Gerbig, C., Munger, J.W., Chow, V.Y., Gottlieb, E.W., 2008. A satellite-based biosphere parameterization for net ecosystem CO₂ exchange: Vegetation Photosynthesis and Respiration Model (VPRM). *Global Biogeochem. Cycles* 22, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006GB002735>
- Mäkiranta, P., Laiho, R., Mehtätalo, L., Straková, P., Sormunen, J., Minkinen, K., Penttilä, T., Fritze, H., Tuittila, E., 2018. Responses of phenology and biomass production of boreal fens to climate warming under different water-table level regimes. *Glob Change Biol* 24, 944–956. <https://doi.org/10.1111/gcb.13934>
- Malhotra, A., Brice, D.J., Childs, J., Graham, J.D., Hobbie, E.A., Vander Stel, H., Feron, S.C., Hanson, P.J., Iversen, C.M., 2020. Peatland warming strongly increases fine-root growth. *Proc Natl Acad Sci USA* 117, 17627–17634. <https://doi.org/10.1073/pnas.2003361117>
- Malmer, N., 1986. Vegetational gradients in relation to environmental conditions in northwestern European mires. *Can. J. Bot.* 64, 375–383. <https://doi.org/10.1139/b86-054>
- Manneville, O., Vergne, V., Villepoux, O., 2006. Le monde des tourbières et des marais, France, Suisse, Belgique. Luxembourg., Delachaux et Niestlé. ed. ISBN: 2-603-01390-4.
- Marçais, J., Gauvain, A., Labasque, T., Abbott, B.W., Pinay, G., Aquilina, L., Chabaux, F., Viville, D., de Dreuzy, J.-R., 2018. Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers. *Science of The Total Environment* 636, 260–272. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.196>
- Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2008. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes. *Engineering Geology* 99, 138–146. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.11.013>
- Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., 2007. Influence d'une tourbière de moyenne montagne sur les écoulements: le cas de la tourbière des Sagnes sur le Mont-Lozère. *Etudes de Géographie Physique* 27–41.
- Martin, J., De Grammont, P., Covington, M., Toran, L., 2021. A New Focus on the Neglected Carbonate Critical Zone. *Eos* 102. <https://doi.org/10.1029/2021EO163388>
- Martin, J.B., 2017. Carbonate minerals in the global carbon cycle. *Chemical Geology* 449, 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.11.029>
- Marttila, H., Karjalainen, S.-M., Kuoppala, M., Nieminen, M.L., Ronkanen, A.-K., Kløve, B., Hellsten, S., 2018. Elevated nutrient concentrations in headwaters affected by drained peatland. *Science of The Total Environment* 643, 1304–1313. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.278>
- Masiol, M., Zannoni, D., Stenni, B., Dreossi, G., Zini, L., Calligaris, C., Karlicek, D., Michelini, M., Flora, O., Cucchi, F., Treu, F., 2021. Spatial distribution and interannual trends of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, and deuterium excess in precipitation across North-Eastern Italy. *Journal of Hydrology* 598, 125749. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125749>
- Master 2 Géologie Appliquée (2012/2013), 2013. Etude hydrogéologique - Réalisation d'un traçage - Lac de Bouverans (25).

- Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H.P., Schmidt, M., Steinbrecher, R., 2013. A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 169, 122–135. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.006>
- Mauder, M., Foken, T., 2011. Documentation and Instruction Manual of the Eddy-Covariance Software Package TK3 (Project report, research report, survey).
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., Bertin, D., 2019. KarstMod: A modelling platform for rainfall - discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environmental Modelling & Software* 122, 103927. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015>
- McCarter, C.P.R., Price, J.S., 2013. The hydrology of the Bois-des-Bel bog peatland restoration: 10 years post-restoration. *Ecological Engineering* 55, 73–81. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.02.003>
- McKenzie, J.M., Siegel, D.I., Rosenberry, D.O., Glaser, P.H., Voss, C.I., 2007. Heat transport in the Red Lake Bog, Glacial Lake Agassiz Peatlands. *Hydrol. Process.* 21, 369–378. <https://doi.org/10.1002/hyp.6239>
- McVeigh, P., Sottocornola, M., Foley, N., Leahy, P., Kiely, G., 2014. Meteorological and functional response partitioning to explain interannual variability of CO₂ exchange at an Irish Atlantic blanket bog. *Agricultural and Forest Meteorology* 194, 8–19. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.01.017>
- Medici, G., Smeraglia, L., Torabi, A., Botter, C., 2021. Review of Modeling Approaches to Groundwater Flow in Deformed Carbonate Aquifers. *Groundwater* 59, 334–351. <https://doi.org/doi:10.1111/gwat.13069>
- Meeks, J., 2017. Groundwater recharge dynamics by snowmelt. Thesis. Université de Neuchâtel.
- Meeks, J., Moeck, C., Brunner, P., Hunkeler, D., 2017. Infiltration under snow cover: Modeling approaches and predictive uncertainty. *Journal of Hydrology* 546, 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.042>
- Menberu, M.W., Marttila, H., Tahvanainen, T., Kotiaho, J.S., Hokkanen, R., Kløve, B., Ronkanen, A.-K., 2017. Changes in Pore Water Quality After Peatland Restoration: Assessment of a Large-Scale, Replicated Before-After-Control-Impact Study in Finland: RESTORATION AND PORE WATER QUALITY. *Water Resour. Res.* 53, 8327–8343. <https://doi.org/10.1002/2017WR020630>
- Menberu, M.W., Tahvanainen, T., Marttila, H., Irannezhad, M., Ronkanen, A.-K., Penttinen, J., Kløve, B., 2016. Water-table-dependent hydrological changes following peatland forestry drainage and restoration: Analysis of restoration success: ANTHROPOGENIC DISTURBANCES AND WATER-TABLE-RELATED HYDROLOGY. *Water Resour. Res.* 52, 3742–3760. <https://doi.org/10.1002/2015WR018578>
- Merlivat, L., Jouzel, J., 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.* 84, 5029. <https://doi.org/10.1029/JC084iC08p05029>
- Météo France, 2022. FICHE CLIMATOLOGIQUE, Statistiques 1981–2010 et records, BESANCON (25), PONTARLIER (25), LA PESSE (39).
- Meynadier, L., Gorge, C., Birck, J.-L., Allègre, C.J., 2006. Automated separation of Sr from natural water samples or carbonate rocks by high performance ion chromatography. *Chemical Geology* 227, 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.012>
- Michaelis, L., Menten, M., 1913. Die kinetik der invertin wirkung. *Biochemisches Zeitschrift* 49, 334–336.
- Mikkilä, C., Sundh, I., Svensson, B.H., Nilsson, M., 1995. Diurnal Variation in Methane Emission in Relation to the Water Table, Soil Temperature, Climate and Vegetation Cover in a Swedish Acid Mire. *Biogeochemistry* 28, 93–114.
- Ministère de l'industrie et du commerce, D. des mines, , Ferronnière, Y., Dubois, G., Boisselet, L., Weill, H., Allais, A., 1949. Les tourbières françaises - Mémoires. (Rapport du Ministère de l'industrie et du commerce de 1949).
- Miserez, J.-J., 1973. Géochimie des eaux du karstjurassien, contribution physico-chimique à l'étude des altérations. UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL.
- Mitra, B., Minick, K., Miao, G., Domec, J.-C., Prajapati, P., McNulty, S.G., Sun, G., King, J.S., Noormets, A., 2020. Spectral evidence for substrate availability rather than environmental control of methane emissions from a coastal forested wetland. *Agricultural and Forest Meteorology* 291, 108062. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108062>
- Miyamoto, S.-I., Sakka, T., Iwasaki, M., 1989. Hydrogen isotope exchange between D₂ and H₂O catalyzed by platinum plate. *Can. J. Chem.* 67, 857–861. <https://doi.org/10.1139/v89-132>

- Moen A., 2002.- Mires and peatland in Norway: status, distribution and nature conservation. In: Third international symposium on the biology of Sphagnum, Uppsala – Trondheim, August 12002 : excursion guide K. Thinggaard et K.I. Flatberg, Trondheim: 41-60.
- Molliex, S., Fabbri, O., Bichet, V., Madritsch, H., 2011. Possible Quaternary growth of a hidden anticline at the front of the Jura fold-and-thrust belt: geomorphological constraints from the Forêt de Chaux area, France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 337–346. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.337>
- Moncorgé, S., Bernard, G., Civette, I., Doucet, G., 2017. Les tourbières de Bourgogne-Franche- Comté. Quel avenir pour ces écosystèmes et leurs fonctions? *Revue scientifique Bourgogne-Nature*, 13e Rencontres Bourgogne-Nature 189–199.
- Moncorge, S., Gisbert, M., 2016. Plan d'actions en faveur des tourbières de Franche-Comté 2016-2025 (No. Tome 1 : Etat des lieux). Conservatoire d'Espaces Naturels de Franche-Comté, Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, Conseil régional de Bourgogne – Franche-Comté, Direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement de Bourgogne – Franche-Comté.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman, W.H., 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters* 22, 169–176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90078-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90078-8)
- Moore, P.D., 2002. The future of cool temperate bogs. *Envir. Conserv.* 29, 3–20. <https://doi.org/10.1017/S0376892902000024>
- Moore, T.R., Dalva, M., 1993. The influence of temperature and water table position on carbon dioxide and methane emissions from laboratory columns of peatland soils. *Journal of Soil Science* 44, 651–664. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1993.tb02330.x>
- Moore, T.R., Knowles, R., 1989. The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soils. *Can. J. Soil. Sci.* 69, 33–38. <https://doi.org/10.4141/cjss89-004>
- Moore, T.R., Lafleur, P.M., Poon, D.M.I., Heumann, B.W., Seaquist, J.W., Roulet, N.T., 2006. Spring photosynthesis in a cool temperate bog. *Global Change Biology* 12, 2323–2335. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01247.x>
- Moquet, J.-S., Bouchez, J., Braun, J.-J., Bogning, S., Mbonda, A.P., Carretier, S., Regard, V., Bricquet, J.-P., Paiz, M.-C., Mambela, E., Gaillardet, J., 2021. Contrasted Chemical Weathering Rates in Cratonic Basins: The Ogooué and Mbei Rivers, Western Central Africa. *Front. Water* 2, 589070. <https://doi.org/10.3389/frwa.2020.589070>
- Morin, T.H., 2019. Advances in the Eddy Covariance Approach to CH₄ Monitoring Over Two and a Half Decades. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 124, 453–460. <https://doi.org/10.1029/2018JG004796>
- Morin, T.H., Bohrer, G., Stefanik, K.C., Rey-Sanchez, A.C., Matheny, A.M., Mitsch, W.J., 2017. Combining eddy-covariance and chamber measurements to determine the methane budget from a small, heterogeneous urban floodplain wetland park. *Agricultural and Forest Meteorology* 237–238, 160–170. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.01.022>
- Morlo, H., 1999. Les sources intermittentes et leur interprétation à travers les âges. *Stalactite* 49, 15–34.
- Morris, P.J., Baird, A.J., Belyea, L.R., 2015. Bridging the gap between models and measurements of peat hydraulic conductivity. *Water Resour. Res.* 51, 5353–5364. <https://doi.org/10.1002/2015WR017264>
- Morris, P.J., Waddington, J.M., Benscoter, B.W., Turetsky, M.R., 2011. Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. *Ecohydrol.* 4, 1–11. <https://doi.org/10.1002/eco.191>
- Morton, P.A., Heinemeyer, A., 2019. Bog breathing: the extent of peat shrinkage and expansion on blanket bogs in relation to water table, heather management and dominant vegetation and its implications for carbon stock assessments. *Wetlands Ecol Manage* 27, 467–482. <https://doi.org/10.1007/s11273-019-09672-5>
- Mudry, J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Université de Franche-Comté.
- Mudry, J., 1981. Origin of isotopic and geochemical ratio gradients in karst water of the Jura Mountains (France). *Journal of Hydrology* 50, 167–178. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90067-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90067-6)
- Muralt, R., 1999. Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien: zones de Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry, Genève et Aix-les-Bains, Lfg.

- 82 = Matériaux pour la géologie de la Suisse. Série géotechnique. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, Centre d'Hydrogéologie. ISBN: 978-3-907997-15-4.
- Murray, K.J., Tenhunen, J.D., Nowak, R.S., 1993. Photoinhibition as a control on photosynthesis and production of Sphagnum mosses. *Oecologia* 96, 200–207. <https://doi.org/10.1007/BF00317733>
- Nadeau, D.F., Rousseau, A.N., Coursolle, C., Margolis, H.A., Parlange, M.B., 2013. Summer methane fluxes from a boreal bog in northern Quebec, Canada, using eddy covariance measurements. *Atmospheric Environment* 81, 464–474. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.09.044>
- National Research Council, 2001. Basic Research Opportunities in Earth Science. National Academies Press, Washington, D.C. <https://doi.org/10.17226/9981>
- National Wetlands Working Group, 1997. The Canadian wetland classification system. Wetlands Research Branch, University of Waterloo, Waterloo, Ont.
- Nedwell, D.B., Watson, A., 1995. CH₄ production, oxidation and emission in a U.K. ombrotrophic peat bog: Influence of SO₂– from acid rain. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 893–903. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(95\)00018-A](https://doi.org/10.1016/0038-0717(95)00018-A)
- Négrel, P., Fouillac, C., Brach, M., 1997. A strontium isotopic study of mineral and surface waters from the Cézallier (Massif Central, France): implications for mixing processes in areas of disseminated emergences of mineral waters. *Chemical Geology* 135, 89–101. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00110-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00110-6)
- Négrel, P., Roy, S., 1998. Chemistry of rainwater in the Massif Central (France): a strontium isotope and major element study. *Applied Geochemistry* 13, 941–952. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00029-8)
- Neumann, R.B., Blazewicz, S.J., Conaway, C.H., Turetsky, M.R., Waldrop, M.P., 2016. Modeling CH₄ and CO₂ cycling using porewater stable isotopes in a thermokarst bog in Interior Alaska: results from three conceptual reaction networks. *Biogeochemistry* 127, 57–87. <https://doi.org/10.1007/s10533-015-0168-2>
- Nevers, P., Bouchez, J., Gaillardet, J., Thomazo, C., Charpentier, D., Faure, L., Bertrand, C., 2021. Landslides as geological hotspots of CO₂ emission: clues from the instrumented Séchilienne landslide, western European Alps. *Earth Surf. Dynam.* 9, 487–504. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-487-2021>
- NGHIEM, V.-T., 2006. Impact du changement du mode d'occupation des sols sur le fonctionnement hydrogéochimique des grands bassins versants : cas du bassin versant de l'Ain. UNIVERSITÉ DE GRENOBLE.
- Nichols, J.E., Peteet, D.M., 2019. Rapid expansion of northern peatlands and doubled estimate of carbon storage. *Nat. Geosci.* 12, 917–921. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0454-z>
- Nijp, J.J., Metselaar, K., Limpens, J., Teutschbein, C., Peichl, M., Nilsson, M.B., Berendse, F., van der Zee, S.E.A.T.M., 2017. Including hydrological self-regulating processes in peatland models: Effects on peatmoss drought projections. *Science of The Total Environment* 580, 1389–1400. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.104>
- Nisbet, M., Verneaux, J., 1970. Composantes chimiques des eaux courantes. Discussion et proposition de classes en tant que bases d'interprétation des analyses chimiques. *Annls Limnol.* 6, 161–190. <https://doi.org/10.1051/limn/1970015>
- Norby, R.J., Childs, J., Hanson, P.J., Warren, J.M., 2019. Rapid loss of an ecosystem engineer: Sphagnum decline in an experimentally warmed bog. *Ecol Evol* 9, 12571–12585. <https://doi.org/10.1002/ece3.5722>
- Nugent, K.A., Strachan, I.B., Strack, M., Roulet, N.T., Rochefort, L., 2018. Multi-year net ecosystem carbon balance of a restored peatland reveals a return to carbon sink. *Glob Change Biol* 24, 5751–5768. <https://doi.org/10.1111/gcb.14449>
- Nuruzzama, M., Rahaman, W., Tripathy, G.R., Mohan, R., Patil, S., 2020. Dissolved major ions, Sr and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of coastal lakes from Larsemann hills, East Antarctica: Solute sources and chemical weathering in a polar environment. *Hydrological Processes* hyp.13734. <https://doi.org/10.1002/hyp.13734>
- Nygren, M., Giese, M., Kløve, B., Haaf, E., Rossi, P.M., Barthel, R., 2020. Changes in seasonality of groundwater level fluctuations in a temperate-cold climate transition zone. *Journal of Hydrology X* 8, 100062. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2020.100062>
- Oleszczuk, R., Brandyk, T., 2008. The analysis of shrinkage-swelling behaviour of peat-moorsh soil aggregates during drying-wetting cycles. *Agronomy Research* 6, 131–140.

- Oosterbaan, R.J., 2021. Free EnDrain software designed to calculate parameters of agricultural subsurface drainage systems using the energy balance of groundwater flow 20.
- Oosterwoud, M., van der Ploeg, M., van der Schaaf, S., van der Zee, S., 2017. Variation in hydrologic connectivity as a result of microtopography explained by discharge to catchment size relationship: Variation in hydrologic connectivity in an Estonian raised bog. *Hydrol. Process.* 31, 2683–2699. <https://doi.org/10.1002/hyp.11164>
- Opsahl, S.P., Zepp, R.G., 2001. Photochemically-induced alteration of stable carbon isotope ratios ($\delta^{13}\text{C}$) in terrigenous dissolved organic carbon. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2417–2420. <https://doi.org/10.1029/2000GL012686>
- Organisation météorologique mondiale, 2017. Directives de l'OMM pour le calcul des normales climatiques (No. OMM-N° 1203; ISBN 978-92-63-21203-0).
- Oudin, L., 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. ENGREF (AgroParisTech).
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? *Journal of Hydrology* 303, 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Ours, D.P., Siegel, D.I., H. Glaser, P., 1997. Chemical dilation and the dual porosity of humified bog peat. *Journal of Hydrology* 196, 348–360. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03247-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03247-7)
- Ozyurt, N.N., Bayari, C.S., 2008. Temporal variation of chemical and isotopic signals in major discharges of an alpine karst aquifer in Turkey: implications with respect to response of karst aquifers to recharge. *Hydrogeol J* 16, 297–309. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0217-6>
- Page, S.E., Baird, A.J., 2016. Peatlands and Global Change: Response and Resilience. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 41, 35–57. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085520>
- Paiva, I., Cunha, L., 2020. Characterization of the hydrodynamic functioning of the Degracias-Sicó Karst Aquifer, Portugal. *Hydrogeol J* 28, 2613–2629. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02201-2>
- Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., Longdoz, B., Rambal, S., Valentini, R., Vesala, T., Yakir, D., 2006. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences* 3, 571–583. <https://doi.org/10.5194/bg-3-571-2006>
- Paran, F., Graillot, D., Dujardin, F., Gallice, F., Ré-Bahuaud, J., Pascoletti, Y., Sadkou, S., Artigue, G., Pinel, S., Caldirak, H., Johannet, A., Cubizolle, H., Jolly, T., Mazagol, P.-O., Sacca, C., Riquier, J., Bertrand, M., Lavastre, V., Chevet, J., Cocula, C., Ebrard, E., Thomassin, K., Laroque, B., Vion, M., Villarubias, S., in press. Étude et compréhension du rôle hydrologique et hydrogéologique des Zones Humides de Têtes de Bassins (ZHTB) dans le soutien d'étiage des cours d'eau (No. Rapport final Phase 3 (2019-2022)).
- Paran, F., Ré-Bahuaud, J., Graillot, D., 2017. Étude et compréhension du rôle hydrologique et hydrogéologique des zones humides de têtes de bassins dans le soutien d'étiage des cours d'eau - Recherche de références dans les contextes très contrastés du bassin du Rhône (No. Rapport phase 1). Zabr, AE-RMC, UMR 5600 EVS, Mines Saint-Etienne.
- Parc Naturel du Haut Jura, 2021. Parc Naturel du Haut Jura.
- Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silvius, M., Stringer, L., 2008. Assessment on peatlands, biodiversity and climate change : Main report. Global Environment Centre, Kuala Lumpur & Wetlands International, Wageningen.
- Parmentier, F.J.W., van Huissteden, J., Kip, N., Op den Camp, H.J.M., Jetten, M.S.M., Maximov, T.C., Dolman, A.J., 2011. The role of endophytic methane-oxidizing bacteria in submerged Sphagnum in determining methane emissions of Northeastern Siberian tundra. *Biogeosciences* 8, 1267–1278. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1267-2011>
- Parry, L.E., Holden, J., Chapman, P.J., 2014. Restoration of blanket peatlands. *Journal of Environmental Management* 133, 193–205. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2013.11.033>
- Pasquier, F., Bichet, V., Zwahlen, F., 2006. Carte hydrogéologique de la Suisse au 1:100 000. Feuille n°8 Vallorbe - Léman nord. Carte et notice explicative. Commission Géotechnique Suisse (CGTS) 81.
- Pederzani, S., Britton, K., 2019. Oxygen isotopes in bioarchaeology: Principles and applications, challenges and opportunities. *Earth-Science Reviews* 188, 77–107. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.005>

- Peichl, M., Gažovič, M., Vermeij, I., de Goede, E., Sonnentag, O., Limpens, J., Nilsson, M.B., 2018. Peatland vegetation composition and phenology drive the seasonal trajectory of maximum gross primary production. *Sci Rep* 8, 8012. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-26147-4>
- Pellerin, S., Bamière, L., Launay, C., Martin, R., Schiavo, M., Angers, D., Augusto, L., Balesdent, J., Basile-Doelsch, I., Bellassen, V., Cardinael, R., Cécillon, L., Ceschia, E., Chenu, C., Constantin, J., Daroussin, J., Delacote, P., Delame, N., Gastal, F., Gilbert, D., Graux, A.-I., Guenet, B., Houot, S., Klumpp, K., Letort, E., Litrico, I., Martin, M., Menasseri-Aubry, S., Meziere, D., Morvan, T., Mosnier, C., Roger-Estrade, J., Saint-André, L., Sierra, J., Therond, O., Viaud, V., Gateau, R., Percec, S.L., Savini, I., Rechauchère, O., 2020. Stocker du carbone dans les sols français. Quel potentiel au regard de l'objectif 4 pour 1000 et à quel coût? (Rapport scientifique de l'étude, INRA (France)).
- Perryman, C.R., McCalley, C.K., Ernakovich, J.G., Lamit, L.J., Shorter, J.H., Lilleskov, E., Varner, R.K., 2022. Microtopography Matters: Belowground CH₄ Cycling Regulated by Differing Microbial Processes in Peatland Hummocks and Lawns. *JGR Biogeosciences* 127. <https://doi.org/10.1029/2022JG006948>
- Petersen-Øverleir, A., 2005. A hydraulics perspective on the power-law stage-discharge rating curve. *ISSN: 1502-3540*.
- Pétré, M.-A., Ladouche, B., Seidel, J.-L., Hemelsdaël, R., de Montety, V., Batiot-Guilhe, C., Lamotte, C., 2020. Hydraulic and geochemical impact of occasional saltwater intrusions through a submarine spring in a karst and thermal aquifer (Balaruc peninsula near Montpellier, France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 5655–5672. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5655-2020>
- Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* 269, 249–255. [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(92\)85409-Y](https://doi.org/10.1016/0003-2670(92)85409-Y)
- Plantefol, L., 1963. *Biologie cellulaire et végétale*. P.C.B., Librairie classique Eugène Belin, Paris. ed.
- Preuss, I., Knoblauch, C., Gebert, J., 2012. Improved quantification of microbial CH₄ oxidation. *Discussion Paper* 37.
- Price, J.S., Heathwaite, A.L., Baird, A.J., 2003. Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: An overview of management approaches. *Wetlands Ecology and Management* 11, 20.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review* 81–92.
- Probst, A., El Gh'mari, A., Aubert, D., Fritz, B., McNutt, R., 2000. Strontium as a tracer of weathering processes in a silicate catchment polluted by acid atmospheric inputs, Strengbach, France. *Chemical Geology* 170, 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00248-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00248-X)
- Qiu, C., Ciais, P., Zhu, D., Guenet, B., Chang, J., Chaudhary, N., Kleinen, T., Li, X., Müller, J., Xi, Y., Zhang, W., Ballantyne, A., Brewer, S.C., Brovkin, V., Charman, D.J., Gustafson, A., Gallego-Sala, A.V., Gasser, T., Holden, J., Joos, F., Kwon, M.J., Lauerwald, R., Miller, P.A., Peng, S., Page, S., Smith, B., Stocker, B.D., Sannel, A.B.K., Salmon, E., Schurgers, G., Shurpali, N.J., Wårlind, D., Westermann, S., 2022. A strong mitigation scenario maintains climate neutrality of northern peatlands. *One Earth* S2590332221007260. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2021.12.008>
- Qiu, C., Ciais, P., Zhu, D., Guenet, B., Peng, S., Petrescu, A.M.R., Lauerwald, R., Makowski, D., Gallego-Sala, A.V., Charman, D.J., Brewer, S.C., 2021. Large historical carbon emissions from cultivated northern peatlands. *Sci. Adv.* 7, eabf1332. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abf1332>
- Quintas-Soriano, C., Brandt, J., Running, K., Baxter, C., Gibson, D., Narducci, J., Castro, A., 2018. Social-ecological systems influence ecosystem service perception: a Programme on Ecosystem Change and Society (PECS) analysis. *Ecology and Society* 23. <https://doi.org/10.5751/ES-10226-230303>
- Quinton, W.L., Gray, D.M., Marsh, P., 2000. Subsurface drainage from hummock-covered hillslopes in the Arctic tundra. *Journal of Hydrology* 237, 113–125. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00304-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00304-8)
- Quinton, W.L., Hayashi, M., Carey, S.K., 2008. Peat hydraulic conductivity in cold regions and its relation to pore size and geometry. *Hydrol. Process.* 22, 2829–2837. <https://doi.org/10.1002/hyp.7027>
- R Development Core Team, 2008. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria.
- Rabin, M., Sue, C., Valla, P.G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015. Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss J Geosci* 108, 401–424. <https://doi.org/10.1007/s00015-015-0200-5>

- Rácz, C., Nagy, J., Dobos, A.C., 2013. Comparison of Several Methods for Calculation of Reference Evapotranspiration. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 9, 9–24. <https://doi.org/10.2478/aslh-2013-0001>
- Raghoebarsing, A.A., Smolders, A.J.P., Schmid, M.C., Rijpstra, W.I.C., Wolters-Arts, M., Derksen, J., Jetten, M.S.M., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., Lamers, L.P.M., Roelofs, J.G.M., Op den Camp, H.J.M., Strous, M., 2005. Methanotrophic symbionts provide carbon for photosynthesis in peat bogs. *Nature* 436, 1153–1156. <https://doi.org/10.1038/nature03802>
- Raich, J.W., Rastetter, E.B., Melillo, J.M., Kicklighter, D.W., Steudler, P.A., Peterson, B.J., Grace, A.L., Moore, B., Vorosmarty, C.J., 1991. Potential Net Primary Productivity in South America: Application of a Global Model. *Ecological Applications* 1, 399–429. <https://doi.org/10.2307/1941899>
- Ramchunder, S.J., Brown, L.E., Holden, J., 2012. Catchment-scale peatland restoration benefits stream ecosystem biodiversity: *Peatland stream ecosystems*. *Journal of Applied Ecology* 49, 182–191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2011.02075.x>
- Ramchunder, S.J., Brown, L.E., Holden, J., 2009. Environmental effects of drainage, drain-blocking and prescribed vegetation burning in UK upland peatlands. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 33, 49–79. <https://doi.org/10.1177/0309133309105245>
- Randall, R.E., 1983. Book reviews: Ivanov, K.E. 1981: Water movement in mirelands. London: Academic Press. xxviii + 278 pp. £24.60, US \$59.50. Girton College, Cambridge 7, 615–616. <https://doi.org/10.1177/030913338300700409>
- Rapuc, W., Bouchez, J., Sabatier, P., Genuite, K., Poulencard, J., Gaillardet, J., Arnaud, F., 2021. Quantitative evaluation of human and climate forcing on erosion in the alpine Critical Zone over the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews* 268, 107127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107127>
- Rasilo, T., Hutchins, R.H.S., Ruiz-González, C., del Giorgio, P.A., 2017. Transport and transformation of soil-derived CO₂, CH₄ and DOC sustain CO₂ supersaturation in small boreal streams. *Science of The Total Environment* 579, 902–912. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.10.187>
- Rasmussen, S., Wolf, C., Rudolph, H., 1996. 4'-O-fl-D-GLUCOSYL-CIS-p-COUMARIC ACID--A NATURAL CONSTITUENT OF SPHAGNUM FALLAX CULTIVATED IN BIOREACTORS. *Phytochemistry* 42, 81–87.
- Ratcliffe, J.L., Campbell, D.I., Clarkson, B.R., Wall, A.M., Schipper, L.A., 2019. Water table fluctuations control CO₂ exchange in wet and dry bogs through different mechanisms. *Science of The Total Environment* 655, 1037–1046. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.151>
- Reddy, K.R., DeLaune, R.D., 2008. Biogeochemistry of wetlands: science and applications. CRC Press, Boca Raton.
- Reed, M.S., Bonn, A., Evans, C., Glenk, K., Hansjürgens, B., 2014. Assessing and valuing peatland ecosystem services for sustainable management. *Ecosystem Services* 9, 1–4. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2014.04.007>
- Reeve, A.S., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 2000. Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology* 227, 207–217. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00183-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00183-3)
- Reeve, A.S., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 1996. Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland: a multivariate statistical approach. *Journal of Hydrology* 181, 285–304. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02900-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02900-1)
- Regan, S., Flynn, R., Gill, L., Naughton, O., Johnston, P., 2019. Impacts of Groundwater Drainage on Peatland Subsidence and Its Ecological Implications on an Atlantic Raised Bog. *Water Resour. Res.* 55, 6153–6168. <https://doi.org/10.1029/2019WR024937>
- Reitan, T., Petersen-Øverleir, A., 2005. Estimating the discharge rating curve by nonlinear regression - The frequentist approach. University of Oslo. <http://urn.nb.no/URN:NBN:no-28625>
- Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., de Rafélis, M., 2015. *Éléments de géologie*, 15e éd. ed. Dunod, Paris.
- Reusch, A., Loher, M., Bouffard, D., Moernaut, J., Hellmich, F., Anselmetti, F.S., Bernasconi, S.M., Hilbe, M., Kopf, A., Lilliey, M.D., Meinecke, G., Strasser, M., 2015. Giant lacustrine pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization: GIANT LACUSTRINE POCKMARKS. *Geophys. Res. Lett.* 42, 3465–3473. <https://doi.org/10.1002/2015GL064179>
- Rey-Sanchez, C., Bohrer, G., Slater, J., Li, Y.-F., Grau-Andrés, R., Hao, Y., Rich, V.I., Davies, G.M., 2019. The ratio of methanogens to methanotrophs and water-level dynamics drive methane transfer velocity in a

- temperate kettle-hole peat bog. *Biogeosciences* 16, 3207–3231. <https://doi.org/10.5194/bg-16-3207-2019>
- Richardson, M., Sentlinger, G., Moore, R.D. (Dan), Zimmermann, A., 2017. Quantifying the Relation Between Electrical Conductivity and Salt Concentration for Dilution Gauging Via Dry Salt Injection. *JWSM* 1. <https://doi.org/10.22230/jwsm.2017v1n2a1>
- Richey, J.E., Melack, J.M., Aufdenkampe, A.K., Ballester, V.M., Hess, L.L., 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature* 416, 617–620. <https://doi.org/10.1038/416617a>
- Ringqvist, L., Holmgren, A., Öborn, I., 2002. Poorly humified peat as an adsorbent for metals in wastewater. *Water Research* 36, 2394–2404. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(01\)00430-4](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(01)00430-4)
- Rion, V., 2015. Bas-marais et prairies humides du Haut-Jura : relations sol-végétation et évolution. UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL, FACULTÉ DES SCIENCES, INSTITUT DE BIOLOGIE, LABORATOIRE SOL & VÉGÉTATION.
- Riutta, T., Korrensalo, A., Laine, A.M., Laine, J., Tuittila, E.-S., 2020. Interacting effects of vegetation components and water level on methane dynamics in a boreal fen. *Biogeosciences* 17, 727–740. <https://doi.org/10.5194/bg-17-727-2020>
- Robinson, P., 1980. Determination of calcium, magnesium, manganese, strontium, sodium and iron in the carbonate fraction of limestones and dolomites. *Chemical Geology* 28, 135–146. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90041-8)
- Rogora, M., Frate, L., Carranza, M.L., Freppaz, M., Stanisci, A., Bertani, I., Bottarin, R., Brambilla, A., Canullo, R., Carbognani, M., Cerrato, C., Chelli, S., Cremonese, E., Cutini, M., Di Musciano, M., Erschbamer, B., Godone, D., Iocchi, M., Isabellon, M., Magnani, A., Mazzola, L., Morra di Cella, U., Pauli, H., Petey, M., Petriccione, B., Porro, F., Psenner, R., Rossetti, G., Scotti, A., Sommaruga, R., Tappeiner, U., Theurillat, J.-P., Tomaselli, M., Viglietti, D., Viterbi, R., Vittoz, P., Winkler, M., Matteucci, G., 2018. Assessment of climate change effects on mountain ecosystems through a cross-site analysis in the Alps and Apennines. *Science of The Total Environment* 624, 1429–1442. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.155>
- Rosenberry, D.O., Glaser, P.H., Siegel, D.I., Weeks, E.P., 2003. Use of hydraulic head to estimate volumetric gas content and ebullition flux in northern peatlands: HYDRAULIC HEAD IN NORTHERN PEATLANDS. *Water Resour. Res.* 39. <https://doi.org/10.1029/2002WR001377>
- Rosset, T., 2019. Transfert de carbone organique des tourbières vers les eaux de surfaces. Quantification, identification des mécanismes de contrôles et détermination de l'influence des activités anthropiques locales. (Thèse). Université de Toulouse.
- Rosset, T., Binet, S., Antoine, J.-M., Lerigoleur, E., Rigal, F., Gandois, L., 2020. Drivers of seasonal- and event-scale DOC dynamics at the outlet of mountainous peatlands revealed by high-frequency monitoring. *Biogeosciences* 17, 3705–3722. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3705-2020>
- Rosset, T., Gandois, L., Le Roux, G., Teisserenc, R., Durantez Jimenez, P., Camboulive, T., Binet, S., 2019. Peatland Contribution to Stream Organic Carbon Exports From a Montane Watershed. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 124, 3448–3464. <https://doi.org/10.1029/2019JG005142>
- Rovira, A.D., 1969. Plant Root Exudates. *Botanical Review* 35, 35–57.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation, in: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records Geophysical Monograph*, 78. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 1–36. <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Rubel, F., Brugger, K., Haslinger, K., Auer, I., 2017. The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100. *metz* 26, 115–125. <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0816>
- Russell, W.A., Papanastassiou, D.A., 1978. Calcium isotope fractionation in ion-exchange chromatography. *Anal. Chem.* 50, 1151–1154. <https://doi.org/10.1021/ac50030a036>
- Rydin, H., Jeglum, J.K., Hooijer, A., 2006. *The biology of peatlands, The biology of habitats*. Oxford University Press, Oxford ; New York.
- S. C. Whalen, W. S. Reeburgh, 2000. Methane Oxidation, Production, and Emission at Contrasting Sites in a Boreal Bog. *Geomicrobiology Journal* 17, 237–251. <https://doi.org/10.1080/01490450050121198>

- Sabbatini, S., Mammarella, I., Arriga, N., Fratini, G., Graf, A., Hörtnagl, L., Ibrom, A., Longdoz, B., Mauder, M., Merbold, L., Metzger, S., Montagnani, L., Pitacco, A., Rebmann, C., Sedlák, P., Šigut, L., Vitale, D., Papale, D., 2018. Eddy covariance raw data processing for CO₂ and energy fluxes calculation at ICOS ecosystem stations. *International Agrophysics* 32, 495–515. <https://doi.org/10.1515/intag-2017-0043>
- Sakho, K., 2020. Étude des émissions de Méthane par La tourbière de la guette (Master 1 Chimie Pollution Risques et Environnement). Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace, Orléans.
- Salimi, S., Berggren, M., Scholz, M., 2021. Response of the peatland carbon dioxide sink function to future climate change scenarios and water level management. *Glob Change Biol* gcb.15753. <https://doi.org/10.1111/gcb.15753>
- Salmon, E., Jégou, F., Guenet, B., Jourdain, L., Qiu, C., Bastrikov, V., Guimbaud, C., Zhu, D., Ciais, P., Peylin, P., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., Aurela, M., Bret-Harte, M.S., Chen, J., Chojnicki, B.H., Chu, H., Edgar, C.W., Euskirchen, E.S., Flanagan, L.B., Fortuniak, K., Holl, D., Klatt, J., Kolle, O., Kowalska, N., Kutzbach, L., Lohila, A., Merbold, L., Pawlak, W., Sachs, T., Ziemblińska, K., 2021. Assessing methane emissions for northern peatlands in ORCHIDEE-PEAT revision 7020 (preprint). *Biogeosciences*. <https://doi.org/10.5194/gmd-2021-280>
- Samaritani, E., Siegenthaler, A., Yli-Petäys, M., Buttler, A., Christin, P.-A., Mitchell, E.A.D., 2011. Seasonal Net Ecosystem Carbon Exchange of a Regenerating Cutaway Bog: How Long Does it Take to Restore the C-Sequestration Function? *Restoration Ecology* 19, 480–489. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.2010.00662.x>
- Santoni, S., Garel, E., Gillon, M., Marc, V., Miller, J., Babic, M., Simler, R., Travi, Y., Leblanc, M., Huneau, F., 2021. Assessing the hydrogeological resilience of a groundwater-dependent Mediterranean peatland: Impact of global change and role of water management strategies. *Science of the Total Environment* 11. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144721>
- Santoni, S., Huneau, F., Garel, E., Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Celle-Jeanton, H., 2016. Strontium isotopes as tracers of water-rocks interactions, mixing processes and residence time indicator of groundwater within the granite-carbonate coastal aquifer of Bonifacio (Corsica, France). *Science of The Total Environment* 573, 233–246. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.087>
- Saunois, M., Stavert, A.R., Poulter, B., Bousquet, P., Canadell, J.G., Jackson, R.B., Raymond, P.A., Dlugokencky, E.J., Houweling, S., Patra, P.K., Ciais, P., Arora, V.K., Bastviken, D., Bergamaschi, P., Blake, D.R., Brailsford, G., Bruhwiler, L., Carlson, K.M., Carrol, M., Castaldi, S., Chandra, N., Crevoisier, C., Crill, P.M., Covey, K., Curry, C.L., Etiope, G., Frankenberg, C., Gedney, N., Hegglin, M.I., Höglund-Isaksson, L., Hugelius, G., Ishizawa, M., Ito, A., Janssens-Maenhout, G., Jensen, K.M., Joos, F., Kleinen, T., Krummel, P.B., Langenfelds, R.L., Laruelle, G.G., Liu, L., Machida, T., Maksyutov, S., McDonald, K.C., McNorton, J., Miller, P.A., Melton, J.R., Morino, I., Müller, J., Murguía-Flores, F., Naik, V., Niwa, Y., Noce, S., O'Doherty, S., Parker, R.J., Peng, C., Peng, S., Peters, G.P., Prigent, C., Prinn, R., Ramonet, M., Regnier, P., Riley, W.J., Rosentreter, J.A., Segers, A., Simpson, I.J., Shi, H., Smith, S.J., Steele, L.P., Thornton, B.F., Tian, H., Tohjima, Y., Tubiello, F.N., Tsuruta, A., Viovy, N., Voulgarakis, A., Weber, T.S., van Weele, M., van der Werf, G.R., Weiss, R.F., Worthy, D., Wunch, D., Yin, Y., Yoshida, Y., Zhang, W., Zhang, Z., Zhao, Y., Zheng, B., Zhu, Qing, Zhu, Qian, Zhuang, Q., 2020. The Global Methane Budget 2000–2017. *Earth Syst. Sci. Data* 12, 1561–1623. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>
- Schaller, C., Hofer, B., Klemm, O., 2022. Greenhouse Gas Exchange of a NW German Peatland, 18 Years After Rewetting. *JGR Biogeosciences* 127. <https://doi.org/10.1029/2020JG005960>
- Schoeller, H.J., 1980. Influence du climat, de la température sur la teneur en HCO₃⁻ et H₂CO₃ des eaux souterraines. *Journal of Hydrology* 46, 365–376. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90087-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90087-6)
- Sebacher, D.I., Harriss, R.C., Bartlett, K.B., 1985. Methane Emissions to the Atmosphere Through Aquatic Plants. *J. environ. qual.* 14, 40–46. <https://doi.org/10.2134/jeq1985.00472425001400010008x>
- Shannon, R.D., White, J.R., Lawson, J.E., Gilmour, B.S., 1996. Methane Efflux from Emergent Vegetation in Peatlands. *The Journal of Ecology* 84, 239. <https://doi.org/10.2307/2261359>
- Shi, Y., Wang, Z., He, C., Zhang, X., Sheng, L., Ren, X., 2017. Using ¹³C isotopes to explore denitrification-dependent anaerobic methane oxidation in a paddy-peatland. *Sci Rep* 7, 40848. <https://doi.org/10.1038/srep40848>

- Shulka, P.R., Skea, J., Calvo Buendia, E., Masson-Delmotte, V., Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Slade, R., Connors, S., van Diemen, R., Ferrat, M., Haughey, E., Luz, S., Neogi, S., Pathak, M., Petzold, J., Portugal Pereira, J., Vyas, P., Huntley, E., Kissick, K., Belkacemi, M., Malley, J., 2019. IPCC, 2019: Summary for Policymakers.
- Siegel, D.I., Glaser, P.H., 1987. Groundwater Flow in a Bog-Fen Complex, Lost River Peatland, Northern Minnesota. *The Journal of Ecology* 75, 743. <https://doi.org/10.2307/2260203>
- Siegel, D.I., Reeve, A.S., Glaser, P.H., Romanowicz, E.A., 1995. Climate-driven flushing of pore water in peatlands. *Nature* 374, 531–533.
- Sizova, M.V., Panikov, N.S., Tourova, T.P., Flanagan, P.W., 2003. Isolation and characterization of oligotrophic acido-tolerant methanogenic consortia from a Sphagnum peat bog. *FEMS Microbiology Ecology* 45, 301–315. [https://doi.org/10.1016/S0168-6496\(03\)00165-X](https://doi.org/10.1016/S0168-6496(03)00165-X)
- Sjögren, P., van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N., Andrič, M., Grünig, A., 2007. The occurrence of an upper decomposed peat layer, or “kultureller Trockenhorizont”, in the Alps and Jura Mountains. *Mires and Peat* 2.
- Smemo, K.A., Yavitt, J.B., 2011. Anaerobic oxidation of methane: an underappreciated aspect of methane cycling in peatland ecosystems? *Biogeosciences* 8, 779–793. <https://doi.org/10.5194/bg-8-779-2011>
- Smeraglia, L., Fabbri, O., Choulet, F., Jaggi, M., Bernasconi, S.M., 2022. The role of thrust and strike-slip faults in controlling regional-scale paleofluid circulation in fold-and-thrust belts: Insights from the Jura Mountains (eastern France). *Tectonophysics* 229299. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229299>
- Smeraglia, L., Looser, N., Fabbri, O., Choulet, F., Guillong, M., Bernasconi, S.M., 2021. U–Pb dating of middle Eocene–Pliocene multiple tectonic pulses in the Alpine foreland. *Solid Earth* 12, 2539–2551. <https://doi.org/10.5194/se-12-2539-2021>
- Sommaruga, A., Mosar, J., Schori, M., Gruber, M., 2017. The Role of the Triassic Evaporites Underneath the North Alpine Foreland, in: *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, pp. 447–466. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809417-4.00021-5>
- Song, L., Gilbert, D., Wu, D., 2016. Vertical micro-distribution of microbial communities living in Sphagnum fallax. *Aquat. Microb. Ecol.* 77, 1–10. <https://doi.org/10.3354/ame01783>
- Song, X., Lu, F., Xiao, W., Zhu, K., Zhou, Y., Xie, Z., 2019. Performance of 12 reference evapotranspiration estimation methods compared with the Penman-Monteith method and the potential influences in northeast China. *Meteorol Appl* 26, 83–96. <https://doi.org/10.1002/met.1739>
- Sonja, P., Leifeld, J., 2022. Management of organic soils to reduce soil organic carbon losses, in: *Understanding and Fostering Soil Carbon Sequestration*. BURLEIGH DODDS SERIES IN AGRICULTURAL SCIENCE, Agroscope, Switzerland.
- Sprenger, M., Leistert, H., Gimbel, K., Weiler, M., 2016. Illuminating hydrological processes at the soil-vegetation-atmosphere interface with water stable isotopes. *Rev. Geophys.* 54, 674–704. <https://doi.org/10.1002/2015RG000515>
- Sprenger, M., Tetzlaff, D., Soulsby, C., 2017. Soil water stable isotopes reveal evaporation dynamics at the soil–plant–atmosphere interface of the critical zone. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3839–3858. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3839-2017>
- Šrámek, V., Neudertová Hellebrandová, K., Fadrhonsová, V., 2019. Interception and soil water relation in Norway spruce stands of different age during the contrasting vegetation seasons of 2017 and 2018. *J. For. Sci.* 65, 51–60. <https://doi.org/10.17221/135/2018-JFS>
- Steinmann, P., Eilrich, B., Leuenberger, M., Burns, S.J., 2008. Stable carbon isotope composition and concentrations of CO₂ and CH₄ in the deep catotelm of a peat bog. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 6015–6026. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.024>
- Steinmann, P., Shotyk, W., 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, 1143–1163. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00401-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00401-2)
- Steinmann, P., Shotyk, W., 1997b. Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chemical Geology* 138, 25–53. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00171-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00171-4)
- Stępniewska, Z., Goraj, W., 2014. Transformation of methane in peatland environments. *Forest Research Papers* 75, 101–110. <https://doi.org/10.2478/frp-2014-0010>

- Stevanović, Z., 2019. Karst waters in potable water supply: a global scale overview. *Environ Earth Sci* 78, 662. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8670-9>
- Still, C.J., Berry, J.A., Collatz, G.J., DeFries, R.S., 2003. Global distribution of C3 and C4 vegetation: Carbon cycle implications. *Global Biogeochem. Cycles* 17, 6-1-6–14. <https://doi.org/10.1029/2001GB001807>
- Strack, M., Kellner, E., Waddington, J.M., 2006. Effect of entrapped gas on peatland surface level fluctuations. *Hydrol. Process.* 20, 3611–3622. <https://doi.org/10.1002/hyp.6518>
- Strack, M., Kellner, E., Waddington, J.M., 2005. Dynamics of biogenic gas bubbles in peat and their effects on peatland biogeochemistry: BIOGEOCHEMICAL EFFECTS OF GAS BUBBLES IN PEAT. *Global Biogeochem. Cycles* 19. <https://doi.org/10.1029/2004GB002330>
- Strobl, K., 2019. Evaluating restoration success of rewetted peatlands: Recovery potential, temporal dynamics and comparison of monitoring approaches (Doctor thesis Technischen Universität München).
- Strobl, K., Moning, C., Kollmann, J., 2020. Positive trends in plant, dragonfly, and butterfly diversity of rewetted montane peatlands. *Restor Ecol* 28, 796–806. <https://doi.org/10.1111/rec.12957>
- Ström, L., Ekberg, A., Mastepanov, M., Røjle Christensen, T., 2003. The effect of vascular plants on carbon turnover and methane emissions from a tundra wetland. *Global Change Biology* 9, 1185–1192. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00655.x>
- Stull, R.B. (Ed.), 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- Sullivan, P.L., Macpherson, G.L., Martin, J.B., Price, R.M., 2019. Evolution of carbonate and karst critical zones. *Chemical Geology* 527, 119223. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.023>
- Sundh, I., Mikkilä, C., Nilsson, M., Svensson, B.H., 1995. Potential aerobic methane oxidation in a Sphagnum-dominated peatland—Controlling factors and relation to methane emission. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 829–837. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)00222-M](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)00222-M)
- Swenson, M.M., Regan, S., Bremmers, D.T.H., Lawless, J., Saunders, M., Gill, L.W., 2019. Carbon balance of a restored and cutover raised bog: implications for restoration and comparison to global trends. *Biogeosciences* 16, 713–731. <https://doi.org/10.5194/bg-16-713-2019>
- Swindles, G.T., Morris, P.J., Mullan, D., Watson, E.J., Turner, T.E., Roland, T.P., Amesbury, M.J., Kokfelt, U., Schoning, K., Pratte, S., Gallego-Sala, A., Charman, D.J., Sanderson, N., Garneau, M., Carrivick, J.L., Woulds, C., Holden, J., Parry, L., Galloway, J.M., 2015. The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate warming. *Sci Rep* 5, 17951. <https://doi.org/10.1038/srep17951>
- Swindles, G.T., Morris, P.J., Mullan, D.J., Payne, R.J., Roland, T.P., Amesbury, M.J., Lamentowicz, M., Turner, T.E., Gallego-Sala, A., Sim, T., Barr, I.D., Blaauw, M., Blundell, A., Chambers, F.M., Charman, D.J., Feurdean, A., Galloway, J.M., Gałka, M., Green, S.M., Kajukalo, K., Karofeld, E., Korhola, A., Lamentowicz, Ł., Langdon, P., Marcisz, K., Mauquoy, D., Mazei, Y.A., McKeown, M.M., Mitchell, E.A.D., Novenko, E., Plunkett, G., Roe, H.M., Schoning, K., Sillasoo, Ü., Tsyganov, A.N., van der Linden, M., Väliranta, M., Warner, B., 2019. Widespread drying of European peatlands in recent centuries. *Nat. Geosci.* 12, 922–928. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0462-z>
- Swindles, G.T., Morris, P.J., Wheeler, J., Smith, M.W., Bacon, K.L., Edward Turner, T., Headley, A., Galloway, J.M., 2016. Resilience of peatland ecosystem services over millennial timescales: evidence from a degraded British bog. *J Ecol* 104, 621–636. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12565>
- Szkokan-Emilson, E.J., Kielstra, B., Watmough, S., Gunn, J., 2013. Drought-induced release of metals from peatlands in watersheds recovering from historical metal and sulphur deposition. *Biogeochemistry* 116, 131–145. <https://doi.org/10.1007/s10533-013-9919-0>
- Tanneberger, F., Abel, S., Couwenberg, J., Dahms, T., Gaudig, G., Günther, A., Kreyling, J., Peters, J., Pongratz, J., Joosten, H., 2021a. Towards net zero CO2 in 2050: An emission reduction pathway for organic soils in Germany. *Mires Peat* 27, 1–17. <https://doi.org/10.19189/MaP.2020.SNPG.StA.1951>
- Tanneberger, F., Appulo, L., Ewert, S., Lakner, S., Ó Brolcháin, N., Peters, J., Wichtmann, W., 2021b. The Power of Nature-Based Solutions: How Peatlands Can Help Us to Achieve Key EU Sustainability Objectives. *Adv. Sustainable Syst.* 5, 2000146. <https://doi.org/10.1002/adsu.202000146>
- Teh, Y.A., Silver, W.L., Sonnentag, O., Detto, M., Kelly, M., Baldocchi, D.D., 2011. Large Greenhouse Gas Emissions from a Temperate Peatland Pasture. *Ecosystems* 14, 311–325. <https://doi.org/10.1007/s10021-011-9411-4>

- Tfaily, M.M., Cooper, W.T., Kostka, J.E., Chanton, P.R., Schadt, C.W., Hanson, P.J., Iversen, C.M., Chanton, J.P., 2014. Organic matter transformation in the peat column at Marcell Experimental Forest: Humification and vertical stratification: Organic matter dynamics. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 119, 661–675. <https://doi.org/10.1002/2013JG002492>
- Thomas, J., 2014. *Tourbière du Creux au Lard (Analyses de sol)*. Laboratoire Scop SAGNE.
- Thornley, J., Johnson, I., 1990. *Plant and Crop Modelling: A Mathematical Approach to Plant and Crop Physiology.*, Clarendon Press, Fairlawn, NJ. ed.
- Thorntwaite, C.W., 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* 38, 55–94. <https://doi.org/doi:10.2307/210739>
- Throckmorton, H.M., Heikoop, J.M., Newman, B.D., Altmann, G.L., Conrad, M.S., Muss, J.D., Perkins, G.B., Smith, L.J., Torn, M.S., Wullschleger, S.D., Wilson, C.J., 2015. Pathways and transformations of dissolved methane and dissolved inorganic carbon in Arctic tundra watersheds: Evidence from analysis of stable isotopes: DISSOLVED CH₄ AND CO₂ IN ARCTIC TUNDRA. *Global Biogeochem. Cycles* 29, 1893–1910. <https://doi.org/10.1002/2014GB005044>
- Tiemeyer, B., Albiac Borraz, E., Augustin, J., Bechtold, M., Beetz, S., Beyer, C., Drösler, M., Ebli, M., Eickenscheidt, T., Fiedler, S., Förster, C., Freibauer, A., Giebels, M., Glatzel, S., Heinichen, J., Hoffmann, M., Höper, H., Jurasinski, G., Leiber-Sauheitl, K., Peichl-Brak, M., Roßkopf, N., Sommer, M., Zeitz, J., 2016. High emissions of greenhouse gases from grasslands on peat and other organic soils. *Glob Change Biol* 22, 4134–4149. <https://doi.org/10.1111/gcb.13303>
- Tipping, E., Smith, E.J., Lawlor, A.J., Hughes, S., Stevens, P.A., 2003. Predicting the release of metals from ombrotrophic peat due to drought-induced acidification. *Environmental Pollution* 123, 239–253.
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, A., Gilbert, D., Binet, P., Jacotot, A., Gogo, S., Laggoun-Defarge, F., 2020a. Soil-meteorological dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763342>
- Toussaint, M.-L., Bertrand, G., Lhosmot, Alexandre, Gilbert, D., Binet, P., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., 2020b. Water table depth dataset collected at Frasne peatland (192ha, Jura Mountains, France). <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3763766>
- Trenberth, K., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Clim. Res.* 47, 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Tuittila, E.-S., Vasander, H., Laine, J., 2004. Sensitivity of C Sequestration in Reintroduced Sphagnum to Water-Level Variation in a Cutaway Peatland. *Restor Ecology* 12, 483–493. <https://doi.org/10.1111/j.1061-2971.2004.00280.x>
- Turetsky, M.R., Benscoter, B., Page, S., Rein, G., van der Werf, G.R., Watts, A., 2015. Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss. *Nature Geosci* 8, 11–14. <https://doi.org/10.1038/ngeo2325>
- Turetsky, M.R., Kotowska, A., Bubier, J., Dise, N.B., Crill, P., Hornibrook, E.R.C., Minkinen, K., Moore, T.R., Myers-Smith, I.H., Nykänen, H., Olefeldt, D., Rinne, J., Saarnio, S., Shurpali, N., Tuittila, E.-S., Waddington, J.M., White, J.R., Wickland, K.P., Wilking, M., 2014. A synthesis of methane emissions from 71 northern, temperate, and subtropical wetlands. *Glob Change Biol* 20, 2183–2197. <https://doi.org/10.1111/gcb.12580>
- Turetsky, M.R., Treat, C.C., Waldrop, M.P., Waddington, J.M., Harden, J.W., McGuire, A.D., 2008. Short-term response of methane fluxes and methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan peatland. *J. Geophys. Res.* 113, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2007JG000496>
- Turetsky, M.R., Wieder, R.K., Vitt, D.H., Evans, R.J., Scott, K.D., 2007. The disappearance of relict permafrost in boreal north America: Effects on peatland carbon storage and fluxes. *Global Change Biol* 13, 1922–1934. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01381.x>
- Ueyama, M., Yazaki, T., Hirano, T., Futakuchi, Y., Okamura, M., 2020. Environmental controls on methane fluxes in a cool temperate bog. *Agricultural and Forest Meteorology* 281, 107852. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107852>
- Updegraff, K., Bridgham, S.D., Pastor, J., Weishampel, P., Harth, C., 2001. RESPONSE OF CO₂ AND CH₄ EMISSIONS FROM PEATLANDS TO WARMING AND WATER TABLE MANIPULATION. *Ecological Applications* 11, 311–326.

- Urban, N., Verry, E.S., Eisenreich, S., Grigam, D.F., Sebestyen, S.D., 2011. Element Cycling in Upland/Peatland Watersheds, in: *Peatland Biogeochemistry and Watershed Hydrology at the Marcell Experimental Forest*. p. 29. <https://doi.org/10.1201/b10708>
- Valois, R., Schaffer, N., 2020. Characterizing the Water Storage Capacity and Hydrological Role of Mountain Peatlands in the Arid Andes of North-Central Chile. *water* 12, 1071. <https://doi.org/10.3390/w12041071>
- van Winden, J.F., Reichart, G.-J., McNamara, N.P., Benthien, A., Damsté, J.S.Sinninghe., 2012. Temperature-Induced Increase in Methane Release from Peat Bogs: A Mesocosm Experiment. *PLoS ONE* 7, e39614. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0039614>
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.-M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system: A 50-YEAR HIGH-RESOLUTION ATMOSPHERIC REANALYSIS OVER FRANCE. *Int. J. Climatol.* 30, 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>
- Vitale, D., Fratini, G., Bilancia, M., Nicolini, G., Sabbatini, S., Papale, D., 2020. A robust data cleaning procedure for eddy covariance flux measurements. *Biogeosciences* 17, 1367–1391. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1367-2020>
- Vitale, D., Papale, D., ICOS-ETC Team, 2021. An R Package for Processing and Cleaning Eddy Covariance Flux Measurements. ICOS-ETC, Viterbo, Italy.
- Vitt, D.H., 2013. Peatlands, in: *Encyclopedia of Ecology*. Elsevier, pp. 557–566. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.00741-7>
- Vitt, D.H., House, M., 2021. Bryophytes as key indicators of ecosystem function and structure of northern peatlands. *BDE* 43. <https://doi.org/10.11646/bde.43.1.18>
- Vogel, J.C., 1993. Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis, in: Ehleringer, J.R., Hall, A.E., Farquhar, G.D. (Eds.), *Stable Isotopes and Plant Carbon/Water Relations*, Physiological Ecology. Academic Press, San Diego, pp. 29–38.
- Vogel, J.C., Grootes, P.M., Mook, W.G., 1970. Isotopic fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Z. Physik* 230, 225–238. <https://doi.org/10.1007/BF01394688>
- Vouillamoz, J., Malard, A., Rouge, G., Weber, E., Jeannin, P.-Y., 2013. Mapping Flood-related Hazards in Karst Using the KARSYS Approach: Application to the Beuchire-Creugenat Karst System (Ju, Switzerland), in: *Full Proceedings of the Thirteenth Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst*. Presented at the National Cave and Karst Research Institute Symposium 2, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, New Mexico, pp. 333–342. <https://doi.org/10.5038/9780979542275.1144>
- Waddington, J.M., Day, S.M., 2007. Methane emissions from a peatland following restoration. *J. Geophys. Res.* 112, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2007JG000400>
- Waddington, J.M., Morris, P.J., Kettridge, N., Granath, G., Thompson, D.K., Moore, P.A., 2015. Hydrological feedbacks in northern peatlands. *Ecohydrol.* 8, 113–127. <https://doi.org/10.1002/eco.1493>
- Waddington, J.M., Price, J.S., 2000. EFFECT OF PEATLAND DRAINAGE, HARVESTING, AND RESTORATION ON ATMOSPHERIC WATER AND CARBON EXCHANGE. *Physical Geography* 21, 433–451. <https://doi.org/10.1080/02723646.2000.10642719>
- Waddington, J.M., Roulet, N.T., Swanson, R.V., 1996. Water table control of CH₄ emission enhancement by vascular plants in boreal peatlands. *J. Geophys. Res.* 101, 22775–22785. <https://doi.org/10.1029/96JD02014>
- Waldo, N.B., Hunt, B.K., Fadely, E.C., Moran, J.J., Neumann, R.B., 2019. Plant root exudates increase methane emissions through direct and indirect pathways. *Biogeochemistry* 145, 213–234. <https://doi.org/10.1007/s10533-019-00600-6>
- Waldron, S., Hall, A.J., Fallick, A.E., 1999. Enigmatic stable isotope dynamics of deep peat methane. *Global Biogeochem. Cycles* 13, 93–100. <https://doi.org/10.1029/1998GB900002>
- Walker, A.P., Carter, K.R., Gu, L., Hanson, P.J., Malhotra, A., Norby, R.J., Sebestyen, S.D., Wullschleger, S.D., Weston, D.J., 2017. Biophysical drivers of seasonal variability in Sphagnum gross primary production in a northern temperate bog. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 122, 1078–1097. <https://doi.org/10.1002/2016JG003711>

- Wallenhorst, N., 2021. La datation de l'entrée dans l'Anthropocène: Synthèse d'un débat à destination des enseignants. *rechercheseducations*. <https://doi.org/10.4000/rechercheseducations.11539>
- Wallin, M., Buffam, I., Öquist, M., Laudon, H., Bishop, K., 2010. Temporal and spatial variability of dissolved inorganic carbon in a boreal stream network: Concentrations and downstream fluxes. *J. Geophys. Res.* 115, G02014. <https://doi.org/10.1029/2009JG001100>
- Wang, F., Chen, H., Lian, J., Fu, Z., Nie, Y., 2020. Hydrological response of karst stream to precipitation variation recognized through the quantitative separation of runoff components. *Science of The Total Environment* 748, 142483. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142483>
- Wastiaux, C., 2008. Les tourbières sont-elles des éponges régularisant l'écoulement ? *Bulletin de la Société géographique de Liège* 10.
- Weston, D.J., Timm, C.M., Walker, A.P., Gu, L., Muchero, W., Schmutz, J., Shaw, A.J., Tuskan, G.A., Warren, J.M., Wullschlegel, S.D., 2015. Sphagnum physiology in the context of changing climate: emergent influences of genomics, modelling and host–microbiome interactions on understanding ecosystem function. *Plant Cell Environ* 38, 1737–1751. <https://doi.org/10.1111/pce.12458>
- Whitfield, C.J., Seabert, T.A., Aherne, J., Watmough, S.A., 2010. Carbon dioxide supersaturation in peatland waters and its contribution to atmospheric efflux from downstream boreal lakes. *J. Geophys. Res.* 115, G04040. <https://doi.org/10.1029/2010JG001364>
- Whiticar, M.J., Faber, E., Schoell, M., 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation—Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 693–709. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90346-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90346-7)
- Whiting, G.J., Chanton, J.P., 1992. Plant-dependent CH₄ emission in a subarctic Canadian fen. *Global Biogeochem. Cycles* 6, 225–231. <https://doi.org/10.1029/92GB00710>
- Whiting, G.J., Chanton, J.P., Bartlett, D.S., Happell, J.D., 1991. Relationships between CH₄ emission, biomass, and CO₂ exchange in a subtropical grassland. *J. Geophys. Res.* 96, 13067. <https://doi.org/10.1029/91JD01248>
- Wieder, R.K., Vitt, D.H., Benscoter, B.W., 2006. Peatlands and the Boreal Forest, in: Wieder, R.K., Vitt, D.H. (Eds.), *Boreal Peatland Ecosystems*, Ecological Studies. Springer Berlin Heidelberg, pp. 1–8. https://doi.org/10.1007/978-3-540-31913-9_1
- Wigley, T.M.L., Plummer, L.N., Pearson, F.J., 1978. Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1117–1139. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90108-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90108-4)
- Wilcox, D.A., Baedke, S.J., Thompson, T.A., 2020. A Complicated Groundwater Flow System Supporting Ridge-and-Swale Wetlands in a Lake Michigan Strandplain. *Wetlands* 40, 1481–1493. <https://doi.org/10.1007/s13157-020-01302-8>
- Wilczak, J.M., Oncley, S.P., Stage, S.A., 2001. Sonic Anemometer Tilt Correction Algorithms. *Boundary-Layer Meteorology* 99, 127–150. <https://doi.org/10.1023/A:1018966204465>
- Williams, T.G., Flanagan, L.B., 1996. Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against ¹³CO₂ and ¹⁸O₁₆O in *Pleurozium* and *Sphagnum*. *Oecologia* 108, 38–46. <https://doi.org/10.1007/BF00333212>
- Wilson, D., Farrell, C.A., Fallon, D., Moser, G., Müller, C., Renou-Wilson, F., 2016. Multiyear greenhouse gas balances at a rewetted temperate peatland. *Glob Change Biol* 22, 4080–4095. <https://doi.org/10.1111/gcb.13325>
- Wilson, L., Wilson, J., Holden, J., Johnstone, I., Armstrong, A., Morris, M., 2010. Recovery of water tables in Welsh blanket bog after drain blocking: Discharge rates, time scales and the influence of local conditions. *Journal of Hydrology* 391, 377–386. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.042>
- Windham-Myers, L., Bergamaschi, B., Anderson, F., Knox, S., Miller, R., Fujii, R., 2018. Potential for negative emissions of greenhouse gases (CO₂, CH₄ and N₂O) through coastal peatland re-establishment: Novel insights from high frequency flux data at meter and kilometer scales. *Environ. Res. Lett.* 13, 045005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaae74>
- Windsor, J., Moore, T.R., Roulet, N.T., 1992. Episodic fluxes of methane from subarctic fens. *Can. J. Soil. Sci.* 72, 441–452. <https://doi.org/10.4141/cjss92-037>

- Wohlfahrt, G., Galvagno, M., 2017. Revisiting the choice of the driving temperature for eddy covariance CO₂ flux partitioning. *Agricultural and Forest Meteorology* 237–238, 135–142. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.02.012>
- Wutzler, T., Lucas-Moffat, A., Migliavacca, M., Knauer, J., Sickel, K., Šigut, L., Menzer, O., Reichstein, M., 2018. Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REdDyProc. *Biogeosciences* 15, 5015–5030. <https://doi.org/10.5194/bg-15-5015-2018>
- Xu, J., 2018. The role of peatlands in global and regional drinking water resources. University of Leeds.
- Xu, J., Morris, P.J., Liu, J., Holden, J., 2018a. PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *CATENA* 160, 134–140. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.010>
- Xu, J., Morris, P.J., Liu, J., Holden, J., 2018b. Hotspots of peatland-derived potable water use identified by global analysis. *Nat Sustain* 1, 246–253. <https://doi.org/10.1038/s41893-018-0064-6>
- Xu, X., Elias, D.A., Graham, D.E., Phelps, T.J., Carroll, S.L., Wullschlegler, S.D., Thornton, P.E., 2015. A microbial functional group-based module for simulating methane production and consumption: Application to an incubated permafrost soil: A MICROBIAL FUNCTIONAL GROUP-BASED METHANE MODULE. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 120, 1315–1333. <https://doi.org/10.1002/2015JG002935>
- Yamamoto, S., Alcauskas, J.B., Crozier, T.E., 1976. Solubility of methane in distilled water and seawater. *J. Chem. Eng. Data* 21, 78–80. <https://doi.org/10.1021/je60068a029>
- Yan, L., Zhang, X., Wu, H., Kang, E., Li, Y., Wang, J., Yan, Z., Zhang, K., Kang, X., 2020. Disproportionate Changes in the CH₄ Emissions of Six Water Table Levels in an Alpine Peatland. *Atmosphere* 11, 1165. <https://doi.org/10.3390/atmos11111165>
- Yavitt, J.B., Lang, G.E., Sexstone, A.J., 1990. Methane fluxes in wetland and forest soils, beaver ponds, and low-order streams of a temperate forest ecosystem. *J. Geophys. Res.* 95, 22463. <https://doi.org/10.1029/JD095iD13p22463>
- Ye, R., Jin, Q., Bohannan, B., Keller, J.K., McAllister, S.A., Bridgham, S.D., 2012. pH controls over anaerobic carbon mineralization, the efficiency of methane production, and methanogenic pathways in peatlands across an ombrotrophic–minerotrophic gradient. *Soil Biology and Biochemistry* 54, 36–47. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.05.015>
- Yeghicheyan, D., Aubert, D., Bouhnik-Le Coz, M., Chmeleff, J., Delpoux, S., Djoureaev, I., Granier, G., Lacan, F., Piro, J., Rousseau, T., Cloquet, C., Marquet, A., Menniti, C., Pradoux, C., Freydier, R., Vieira da Silva-Filho, E., Suchorski, K., 2019. A New Interlaboratory Characterisation of Silicon, Rare Earth Elements and Twenty-Two Other Trace Element Concentrations in the Natural River Water Certified Reference Material SLRS -6 (NRC - CNRC). *Geostand Geoanal Res* 43, 475–496. <https://doi.org/10.1111/ggr.12268>
- Yeghicheyan, D., Grinberg, P., Alleman, L.Y., Belhadj, M., Causse, L., Chmeleff, J., Cordier, L., Djoureaev, I., Dumoulin, D., Dumont, J., Freydier, R., Mariot, H., Cloquet, C., Kumkrong, P., Malet, B., Jeandel, C., Marquet, A., Riotte, J., Tharaud, M., Billon, G., Trommetter, G., Séby, F., Guihou, A., Deschamps, P., Mester, Z., 2021. Collaborative determination of trace element mass fractions and isotope ratios in AQUA-1 drinking water certified reference material. *Anal Bioanal Chem* 413, 4959–4978. <https://doi.org/10.1007/s00216-021-03456-8>
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D.P., Beilman, D.W., Hunt, S.J., 2010. Global peatland dynamics since the last glacial maximum: Global peatlands since the LGM. *Geophys. Res. Lett.* 37, L13402. <https://doi.org/10.1029/2010GL043584>
- Yu, Z., Slater, L.D., Schäfer, K.V.R., Reeve, A.S., Varner, R.K., 2014. Dynamics of methane ebullition from a peat monolith revealed from a dynamic flux chamber system: peat CH₄ ebullition revealed by DFC. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 119, 1789–1806. <https://doi.org/10.1002/2014JG002654>
- Zaccone, C., Plaza, C., Ciavatta, C., Miano, T.M., Shoty, W., 2018. Advances in the determination of humification degree in peat since : Applications in geochemical and paleoenvironmental studies. *Earth-Science Reviews* 185, 163–178. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.017>
- Zerbe, S., Steffenhagen, P., Parakenings, K., Timmermann, T., Frick, A., Gelbrecht, J., Zak, D., 2013. Ecosystem Service Restoration after 10 Years of Rewetting Peatlands in NE Germany. *Environmental Management* 51, 1194–1209. <https://doi.org/10.1007/s00267-013-0048-2>
- Zhang, H., Tuittila, E., Korrensalo, A., Laine, A.M., Uljas, S., Welti, N., Kerttula, J., Maljanen, M., Elliott, D., Vesala, T., Lohila, A., 2021. Methane production and oxidation potentials along a fen-bog gradient

- from southern boreal to subarctic peatlands in Finland. *Glob Change Biol* 27, 4449–4464. <https://doi.org/10.1111/gcb.15740>
- Zhang, L., Liu, X., Duddlestone, K., Hines, M.E., 2020. The Effects of pH, Temperature, and Humic-Like Substances on Anaerobic Carbon Degradation and Methanogenesis in Ombrotrophic and Minerotrophic Alaskan Peatlands. *Aquat Geochem* 26, 221–244. <https://doi.org/10.1007/s10498-020-09372-0>
- Zhong, Y., Jiang, M., Middleton, B.A., 2020. Effects of water level alteration on carbon cycling in peatlands. *Ecosystem Health and Sustainability* 6, 1806113. <https://doi.org/10.1080/20964129.2020.1806113>

Annexes

Annexe 1 : Bertrand et al., 2021 : Article paru dans la revue Science of the Total Environnement.

DOI : <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141931>

HAL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/insu-02921354>

Statistical hydrology for evaluating peatland water table sensitivity to simple environmental variables and climate changes application to the mid-latitude/altitude Frasne peatland (Jura Mountains, France)

Guillaume Bertrand^{*1}, Alex Ponçot^{*1}, Benjamin Pohl², **Alexandre Lhosmot**¹, Marc Steinmann¹, Anne Johannet³, Sébastien Pinel³, Huseyin Caldirak³, Guillaume Artigue³, Philippe Binet¹, Catherine Bertrand¹, Louis Collin⁴, Geneviève Magnon⁴, Daniel Gilbert¹, Fatima Laggoun-Défarge⁵, Marie-Laure Toussaint¹

¹ University of Bourgogne Franche-Comté, UMR UFC CNRS 6249 Chrono-Environnement, 1- route de Gray 25000 Besançon, 4 place Tharradin, 25200 Montbéliard, France

² Biogéosciences, UMR6282 CNRS, University of Bourgogne Franche-Comté, 6 boulevard Gabriel, F-21000 Dijon, France

³ IMT Mines Ales, 8, rue Jules Renard, 30319 Alès cedex, France

⁴ EPAGE Syndicat Mixte Haut-Doubs Haute-Loue, 3 rue de la gare, 25560 Frasne, France

⁵ ISTO, Université d'Orléans, UMR CNRS BRGM 7327, 45071 Orléans, France

Abstract :

Peatlands are habitats for a range of fragile flora and fauna species. Their eco-physicochemical characteristics make them as outstanding global carbon and water storage systems. These ecosystems occupy 3% of the worldwide emerged land surface but represent 30% of the global organic soil carbon and 10% of the global fresh water volumes. In such systems, carbon speciation depends to a large extent on specific redox conditions which are mainly governed by the depth of the water table. Hence, understanding their hydrological variability, that conditions both their ecological and biogeochemical functions, is crucial for their management, especially when anticipating their future evolution under climate change. This study illustrates how long-term monitoring of basic hydro-meteorological parameters combined with statistical modeling can be used as a tool to evaluate i) the horizontal (type of peat), ii) vertical (acrotelm/catotelm continuum) and iii) future hydrological variability. Using cross-correlations between meteorological data (precipitation, potential evapotranspiration) and water table depth (WTD), we primarily highlight the spatial heterogeneity of hydrological reactivity across the Sphagnum-dominated Frasne peatland (French Jura Mountain). Then, a multiple linear regression model allows performing hydrological projections until 2100, according to regionalized IPCC RCP4.5 and 8.5 scenarios. Although WTD remains stable during the first half of 21st century, seasonal trends beyond 2050 show lower WTD in winter and markedly greater WTD in summer. In particular, after 2050, more frequent droughts in summer and autumn should occur, increasing WTD. These projections are completed with risk evaluations for peatland droughts until 2100 that appear to be increasing especially for transition seasons, i.e. May–June and September–October. Comparing these trends with previous evaluations of phenol concentrations in water throughout the vegetative period, considered as a proxy of plant functioning intensity, highlights that these hydrological modifications during transitional seasons could be a great ecological perturbation, especially by affecting Sphagnum metabolism.

Annexe 2 : Gogo et al., 2021 : Article paru dans la revue Hydrological Processes.

DOI : <https://doi.org/10.1002/hyp.14244>

HAL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-03253867>

The information system of the French Peatland Observation Service: Service National d'Observation Tourbières – A valuable tool to assess the impact of global changes on the hydrology and biogeochemistry of temperate peatlands through long term monitoring

Sébastien Gogo¹, Jean-Baptiste Paroissien¹, Fatima Laggoun-Défarge¹, Jean-Marc Antoine², Léonard Bernard-Jannin¹, Guillaume Bertrand³, Philippe Binet³, Stéphane Binet¹, Guillaume Bouger⁴, Yohann Brossard⁵ Thierry Camboulive⁶, Jean-Pierre Caudal⁴, Stéphane Chevrier⁷, Geneviève Chiapiuso³, Benoît D'Angelo⁷, Pilar Durantez⁶, Chris Flechard⁸, André-Jean Francez⁴, Didier Galop², Laure Gandois⁶, Daniel Gilbert³, Christophe Guimbaud⁷, Louis Hinault¹, Adrien Jacotot¹, Franck Le Moing¹, Emilie Lerigoleur², Gaël Le Roux⁶, Fabien Leroy¹, **Alexandre Lhosmot**³, Qian Li¹, Elodie Machado Da Silva¹, Jean-Sébastien Moquet¹, Juanita Mora-Gomez^{1,9}, Laurent Perdereau¹, Thomas Rosset⁶, Marie-Laure Toussaint³

¹ Université d'Orléans, CNRS, BRGM, ISTO, UMR 7327, Orléans, France

² GEODE UMR 5602 CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France

³ Chrono-Environnement, Université Bourgogne Franche-Comté, Montbéliard, France

⁴ UMR CNRS 6553 ECOBIO, Université de Rennes 1, Rennes, France

⁵ Université d'Orléans, CNRS, Observatoire de Paris, OSUC, UMS 3116, Orléans, France

⁶ CNRS, Université de Toulouse Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire d'écologie fonctionnelle et environnement, UMR 5245, Toulouse, France

⁷ Université d'Orléans, CNRS, LPC2E, UMR 7328, Orléans, France

⁸ Institut National de la Recherche en Agriculture, Alimentation et environnement (INRAe), UMR 1069 SAS, 65 rue de Saint-Brieuc, Rennes, France

⁹ Le Studium Loire Valley Institute for Advanced Studies, Orléans, France

Abstract :

Mitigating and adapting to global changes requires a better understanding of the response of the Biosphere to these environmental variations. Human disturbances and their effects act in the long term (decades to centuries) and consequently, a similar time frame is needed to fully understand the hydrological and biogeochemical functioning of a natural system. To this end, the 'Centre National de la Recherche Scientifique' (CNRS) promotes and certifies long-term monitoring tools called national observation services or 'Service National d'Observation' (SNO) in a large range of hydrological and biogeochemical systems (e.g., cryosphere, catchments, aquifers). The SNO investigating peatlands, the SNO 'Tourbières', was certified in 2011 (<https://www.sno-tourbieres.cnrs.fr/>). Peatlands are mostly found in the high latitudes of the northern hemisphere and French peatlands are located in the southern part of this area. Thus, they are located in environmental conditions that will occur in northern peatlands in coming decades or centuries and can be considered as sentinels. The SNO Tourbières is composed of four peatlands: La Guette (lowland central France), Landemarais (lowland oceanic western France), Frasne (upland continental eastern France) and Bernadouze (upland southern France). Thirty target variables are monitored to study the hydrological and biogeochemical functioning of the sites. They are grouped into four datasets: hydrology, fluvial export of organic matter, greenhouse gas fluxes and meteorology/soil physics. The data from all sites follow a common processing chain from the sensors to the public repository. The raw data are stored on an FTP server. After operator or automatic processing, data are stored in a database, from which a web application extracts the data to make them available (<https://data-snot.cnrs.fr/data-access/>). Each year at least, an archive of each dataset is stored in Zenodo, with a digital object identifier (DOI) attribution (https://zenodo.org/communities/sno_tourbieres_data/).

Annexe 3 : Résultats préliminaires du carottage au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière du Forbonnet – Juin 2020

Résultats préliminaires du carottage au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière du Forbonnet – Juin 2020

A. Lhosmot, P. Binet, G. Magnon, E. Mehl, A. Vandevoorde, V. Stefani, M-L. Toussaint, A. Putavy, M. Steinmann et G. Bertrand.

Rappel sur l'installation et les objectifs

Le dispositif de piézomètres en flûte de pan (réseau de piézomètres crépinés à différentes profondeurs) a été installé sur la tourbière du Forbonnet le 24/06/2020, au niveau de la plateforme scientifique (Figure 1). La zone d'implantation ne comporte pas d'espèces protégées, convient aux objectifs scientifiques de notre étude et a donc été validée par les personnels de la Réserve Naturelle Régionale (RNR) des tourbières de Frasne-Bouverans, Mmes MAGNON, MEHL et M. VANDEVOORDE que nous remercions. Du point de vue scientifique, les piézomètres sont installés dans la zone WET de la plateforme (Figure 1-C).

Deux carottages (2,25 m de profondeur et 2,4 m de profondeur) ont été réalisés avec leur collaboration à cette occasion de façon à caractériser la texture de la tourbe à l'endroit de l'installation des piézomètres (Figure 2).

Les piézomètres en PVC d'un diamètre 8 cm sont crépinés sur des profondeurs différentes afin d'obtenir des informations sur différentes couches de la tourbière (Figure 3 et 4, nature et origine de l'eau, dynamique des gaz à effets de serre). Ils sont également ancrés dans le substrat sous la tourbière avec des fers à bétons. En effet, le profil vertical de la tourbe est caractérisé par une évolution des paramètres physico-chimiques (perméabilité de la tourbe, taux de matière organique et qualité de matière organique, qualité de l'eau). Etroitement liés à ces paramètres physico-chimiques, les processus de dégradation de la matière organique et donc d'émissions de GES sont sans doute variables le long de ce profil.

Le principal objectif de ce dispositif est de quantifier les différentes contributions des horizons tourbeux aux bilans observés en surface en fonction des paramètres physico-chimiques évoqués ci-dessus. Pour mieux contraindre ces processus mais également étudier la dynamique verticale de l'eau, des capteurs de température (PP1, PP2 et PP3) et de pression (piézomètre PP1 et PP2) mesurent ces paramètres à un pas de temps horaire depuis le 30/07/20. Des mesures mensuelles des paramètres physico-chimiques de l'eau et de Carbone Organique Dissous et Total (COD, COT) sont également effectuées depuis cette date.

Concernant les carottages (PP1 et PP2), les premières observations révèlent que : (1) la partie supérieure de la tourbe est principalement fibrique (état d'humification peu avancé) sur 1,8 m avec les 50 premiers centimètres très fibriques, (2) elle repose sur une tourbe saprique (état d'humification très avancé, ~ 50 cm d'épaisseur) plus pâteuse. (3) le substratum (argile clair) est atteint à 2,15 et 2,35 m de profondeur pour les deux carottages. Il n'a pas été possible d'enfoncer le carottier plus en profondeur (enfoncé d'environ une quinzaine de centimètres dans les argiles). (4) contrairement à de précédents carottages situés environ 50 m à l'ouest de la tourbière, un niveau intermédiaire (100-150 cm de profondeur) présentant des phragmites

(Collin, 2016) n'est pas retrouvé, témoignant d'une variabilité spatiale des conditions écologiques de ce système.

La mesure de l'Indice PyroPhosphate (IPP) a été réalisée sur une des deux carottes (PP1). Cette mesure donne une indication relative sur la proportion de matière organique humifiée au sein d'un horizon de tourbe (degré de maturité) en mesurant l'absorbance d'une solution de pyrophosphate de sodium ayant extrait les composés humiques de la tourbe (Kaila, 1956). En complément, les pourcentages d'eau, de matière organique (MO) et de matière minérale ont été mesurés. L'ensemble des manipulations fut réalisé à l'antenne de Montbéliard du laboratoire Chrono-Environnement (A. Lhosmot, P. Binet et M-L. Toussaint).

Matériels et méthodes

Les échantillons ont été prélevés tous les 10 cm sur la carotte PP1 avec un emporte-pièce de diamètre 1,6 cm. Le volume moyen des échantillons varie entre 3 et 4 cm³ pour les échantillons inférieurs à 1,15 m de profondeur. Il y a plus d'incertitude concernant les échantillons plus haut dans la carotte, beaucoup plus fibrique et moins facilement échantillonnable. Deux échantillons ont été prélevés à chaque fois, 1 pour la mesure de la perte au feu et l'autre pour la mesure de l'indice pyrophosphate. L'ensemble des échantillons a séché à l'air libre (T~25°C) pendant une semaine pour obtenir le pourcentage d'eau par échantillon ((masse humide – masse sèche) / masse humide). Au total, 20 échantillons ont été prélevés pour la mesure de l'indice pyrophosphate et 21 pour la mesure de la perte au feu (échantillon le plus profond pour la perte au feu principalement argileux).

Mesure de la perte au feu

Les creusets en céramique ont été préalablement chauffés au four pour enlever toute trace d'humidité. Les échantillons sont passés à 550°C pendant 7 h précédés par 4 h de montée en température du four.

Mesure de l'indice pyrophosphate par colorimétrie (Kaila, 1956)

Le solvant d'extraction (solution de pyrophosphate de sodium [Na₄P₂O₇.10H₂O, 0,025 M]), préparé le jour de la manipulation, est mélangé à l'échantillon en respectant un ratio de 1 g d'échantillon pour 100 g de solution (pour ne pas saturer le solvant). Le mélange est agité pendant 18 h. Quelques agrégats d'échantillons (pas assez dispersés) n'ont pas permis une surface d'échange optimale entre la solution et les composés humiques des échantillons. Ces agrégats ont donc été désagrégés à l'aide d'un bistouri puis le mélange solution-échantillon a été relancé une deuxième fois pour 18 h d'agitation. Tous les échantillons sont passés deux fois à l'agitation pour effectuer le même traitement à l'ensemble.

Le filtrat de ce mélange extrait a ensuite été dilué par un facteur 5 avec de l'eau distillée puis agité. L'absorbance est mesurée à 550 nm. Pour chaque échantillon, 3 dilutions sont effectuées à partir du filtrat et chacune d'elle est mesurée 2 fois au spectromètre (6 mesures par échantillon). La mesure du blanc (solvant d'extraction) est effectuée entre chaque échantillon pour s'assurer qu'il n'y ait pas de dérive de l'appareil.

L'absorbance est finalement multipliée par 100 pour obtenir l'indice de décomposition au pyrophosphate de sodium (Figure 3).

Résultats et discussions

Concernant les mesures réalisées par pesée des échantillons (Figure 5), le pourcentage d'eau est élevé et relativement stable (90,8 ± 3,3 %). Les valeurs les plus élevées (94, 95 %) sont atteintes sur les 50 premiers

centimètres. A partir d'1,9 m, le pourcentage d'eau diminue fortement, entre 73 et 76 %, puis 60 % à 2,1 m pour finalement atteindre 25 % dans le matériau argileux. Corrélé à cela, le pourcentage de matière minérale est très faible sur la partie supérieure de la tourbe (< 1 % jusqu'à 1,8 m). Des valeurs plus élevées sont observées entre 1,8 et 1,9 m (entre 3,5 et 7 %), puis le pourcentage augmente davantage passant à 15 % (2 m), 29,5 % (2,1 m) et enfin 72,2 % dans le matériel à dominante argileuse (2,2 m). Quant au pourcentage de MO, il est relativement constant sur l'ensemble du profil ($8,2 \pm 1,9$ %) hormis pour l'échantillon le plus profond (2.6 %). Graphiquement, jusqu'à 1,8 m de profondeur, le pourcentage de matière minérale étant très faible (< 1 %), les variations du pourcentage de MO sont négativement corrélées aux variations du pourcentage d'eau. En dessous de 2 m de profondeur, on observe à la fois une diminution du pourcentage de MO et d'eau.

L'évolution du pourcentage d'eau et de matière minérale souligne un changement important de la constitution de la tourbe aux alentours d'1,8/1,9 m de profondeur. Un pourcentage de matière minérale inférieur à 10 % dans une tourbière à sphaigne est caractéristique d'une tourbe fibrique (Association française pour l'étude du sol, 2009). Parallèlement aux observations de terrain, l'augmentation de la teneur en matière minérale à partir d'1,8 m suggère le passage d'une tourbe fibrique à mésique, puis saprique plus en profondeur (2,1 m).

Le profil d'Indice Pyrophosphate (IPP) se caractérise par une augmentation non linéaire le long du profil de tourbe en partant de la surface. Les premiers horizons (< 50 cm de profondeur) sont typiques d'une tourbe blonde très fibrique, confortant les observations de terrains (IPP < 12,4, Figure 4 et 5). Les deux premiers échantillons (~25 et 35 cm de profondeur) sont proches (8,6 et 8,5) et l'indice augmente légèrement pour le troisième échantillon (12,4, ~45 cm de profondeur). La profondeur pour ces 3 échantillons est plus incertaine (+/- 5 cm) que les échantillons plus profonds (~+/- 2.5 cm) à cause de la perte de la partie supérieure et/ou tassement important de la carotte (30 cm de tourbe pour les 50 premiers cm de carottage). A l'opposé, en accord avec les observations de terrain, la tourbe en profondeur est plus humifiée. L'IPP augmente graduellement pour atteindre les valeurs maximales en profondeur (Figure 5). A 2,1 m de profondeur, l'IPP de 52,7 est caractéristique d'une tourbe saprique. (Association française pour l'étude du sol, 2009).

Des mesures d'IPP furent réalisées dans le cadre de la thèse de Frédéric Delarue sur des carottes prélevées en Juin 2008 (Delarue et al., 2011). Les valeurs mesurées dans la zone WET (placettes 7, 11 et 12, Figure 1) n'excèdent pas 9,6 à 50 cm de profondeur tandis qu'elles varient entre 10 et 14.9 pour la zone DRY (placettes 1, 2 et 4) à la même profondeur. Pour rappel, le niveau d'eau dans la zone DRY est plus bas que celui dans la zone WET. Les valeurs obtenues pour le carottage PP1 (Juin 2020), localisé dans la zone WET, sont supérieures aux valeurs mesurées en 2008 dans cette même zone et sont plus proches de celles mesurées dans la zone DRY (Figure 4). Néanmoins, l'IPP caractérise une tourbe fibrique dans l'ensemble des mesures inférieures à 50 cm de profondeur en 2008 et 2020, suggérant que les changements observés à ce jour ne sont pas radicaux.

Le carottage PP1 étant situé à proximité immédiate de la placette 'WET 7', les valeurs de l'IPP sont donc comparées entre ces deux carottages (Figure 7). La moyenne des 5 mesures comprises entre 20 et 50 cm de profondeur sur la placette 7 (6,7) en 2008 est inférieure à la moyenne des 3 mesures réalisées sur la carotte PP1 (9,8) en 2020.

Ce résultat préliminaire indique que l'état de maturité de la tourbe dans la zone DRY il y a 12 ans s'est décalé aujourd'hui aux abords de la zone WET (niveau de la placette 7). Les placettes 11 et 12 plus éloignées de la zone DRY mériteraient d'être étudiées à nouveau afin d'être confrontées aux mesures de 2008 (Figure 1).

La rapidité de ce changement peut interroger sur la réponse de la tourbière au réchauffement climatique. En effet, l'augmentation de la température moyenne de l'air a tendance à faire baisser le niveau d'eau dans la tourbière notamment en été. Ce phénomène est amplifié par la forte occurrence des sécheresses ces dernières années. Un niveau d'eau plus bas rend le milieu plus oxygéné et laisse davantage place à la décomposition de la tourbe par les bactéries et les champignons comme en témoigne la différence entre les zones DRY et WET (Delarue et al, 2011). De même, une température plus élevée augmente l'activité microbienne, bactérienne (Jassey et al., 2013) et enzymatiques (peroxydase, Jassey et al., 2012), ce qui favoriserait les processus d'humification. Ces éléments pourraient ainsi aider à la compréhension de cette évolution rapide du degré d'humification de la tourbe. Le suivi de l'IPP pourrait être un outil pertinent pour suivre la réponse de la tourbe au changement climatique.

Néanmoins, ce résultat a besoin d'être conforté par d'autres mesures pour le rendre plus robuste. L'incertitude sur la profondeur de prélèvement de la carotte PP1 ne permet pas une comparaison exhaustive avec les résultats antérieurs. Effectuer des mesures complémentaires dans les différentes placettes pour des profondeurs inférieures à 50 cm permettrait de préciser l'évolution suggérée par nos mesures.

Enfin, du point de vue des propriétés physiques de la tourbe, sur l'ensemble du profil, l'IPP est négativement corrélée avec le pourcentage d'eau dans la tourbe (Figure 5 et 6). Le degré d'humification de la tourbe (IPP) peut donc être utilisé comme un proxy de la capacité de la tourbe à retenir l'eau et/ou du tassement de la tourbe.

Conclusion

L'opportunité d'effectuer un carottage lors de l'installation du dispositif en flûte de pan se révèle utile et complémentaire aux approches mises en œuvre dans le cadre du SNO Tourbières et du projet Critical Peat financé par la région BFC. En effet, ce carottage atteignant les argiles à la base de la tourbière fait office de référence pour la suite des travaux qui s'effectueront aux abords de la plateforme scientifique. Des mesures simples et relativement rapides à mettre en place nous donnent des informations intéressantes qui pourront être utilisées pour quantifier les stocks de matière organique ou encore d'eau dans la tourbière.

Enfin, le degré d'humification de la tourbe sur les 50 premiers centimètres semble avoir augmenté en 12 ans : les valeurs mesurées aujourd'hui aux abords de la zone WET correspondent à celles de la zone DRY il y a 12 ans.

A l'avenir, d'autres mesures seraient les bienvenues pour explorer l'intérêt de cet outil comme indicateur du réchauffement climatique sur les tourbières. Les mesures de flux de gaz à effets de serre à partir du dispositif en flûte de pan pourront alimenter les premières observations obtenues sur les carottes.

Références

Association française pour l'étude du sol, 2009. Référentiel pédologique 2008 435.

Collin, L., 2016. Établissement d'un modèle conceptuel du fonctionnement hydro-écologique de la tourbière de Frasne (Master 2, rapport de stage). Université de Franche-Comté - Communauté de communes du plateau de Frasne et du Val du Dugeon.

Delarue, F., Laggoun-Défarge, F., Disnar, J.R., Lottier, N., Gogo, S., 2011. Organic matter sources and decay assessment in a Sphagnum-dominated peatland (Le Forbonnet, Jura Mountains, France): impact of moisture conditions. *Biogeochemistry* 106, 39–52. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9410-0>

Jassey, V.E.J., Chiapusio, G., Gilbert, D., Toussaint, M.-L., Binet, P., 2012. Phenoloxidase and peroxidase activities in Sphagnum-dominated peatland in a warming climate. *Soil Biology and Biochemistry* 46, 49–52. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.11.011>

Jassey, V.E., Chiapusio, G., Binet, P., Buttler, A., Laggoun-Défarge, F., Delarue, F., Bernard, N., Mitchell, E.A., Toussaint, M.-L., Francez, A.-J., Gilbert, D., 2013. Above- and belowground linkages in Sphagnum peatland: climate warming affects plant-microbial interactions. *Glob Change Biol* 19, 811–823. <https://doi.org/10.1111/gcb.12075>

Kaila, A., 1956. Determination of the degree of humification in peat samples. *AFSci* 28, 18–35. <https://doi.org/10.23986/afsci.71402>

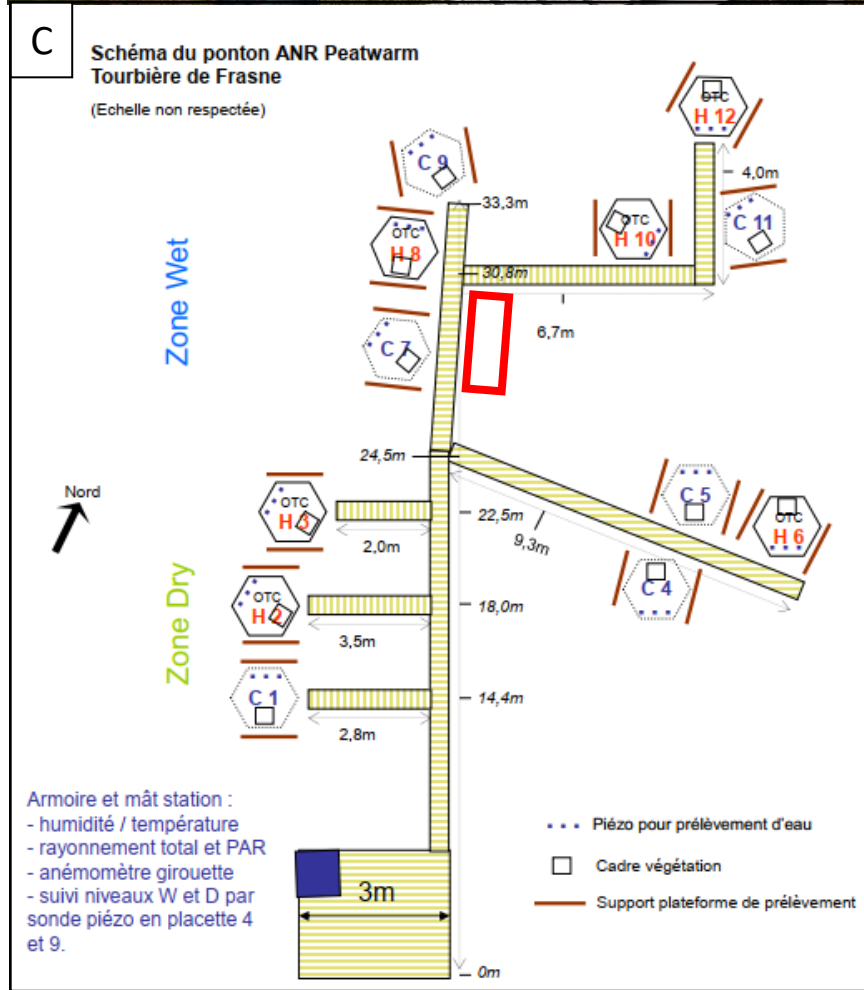
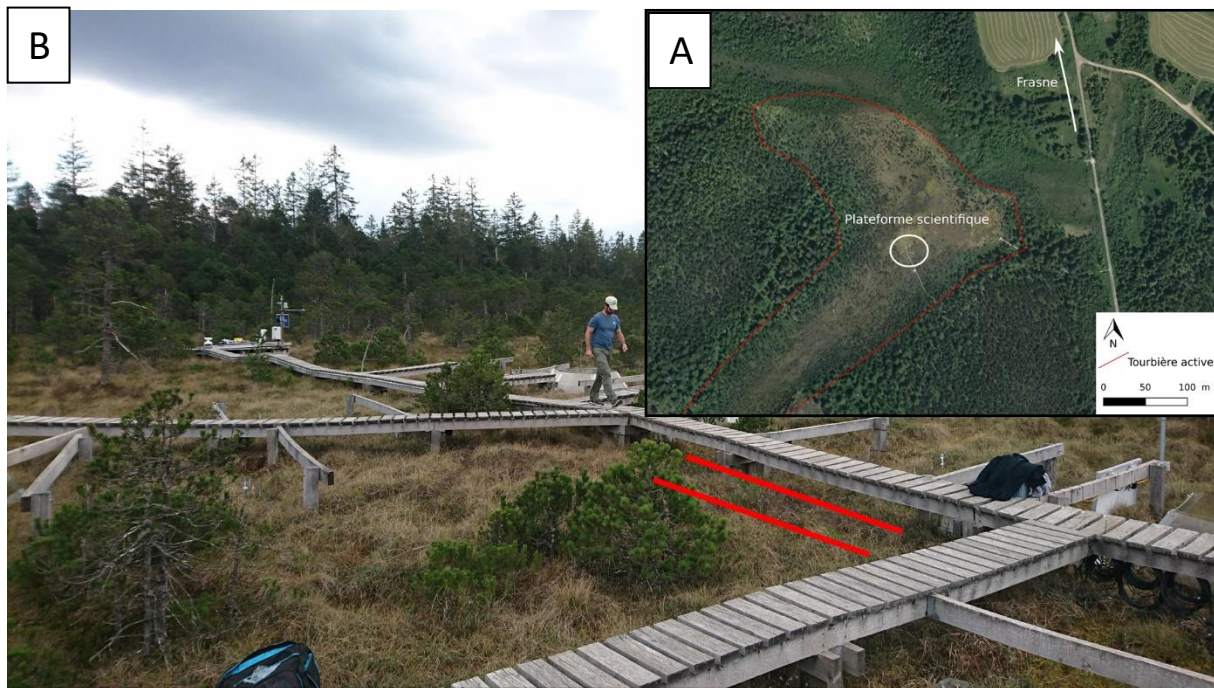


Figure 166 Annexe 3 - Figure 1 :
A : Localisation de la plateforme scientifique sur la tourbière du Forbonnet. B, C : Localisation des piézomètres nouvellement installés (photo, schéma de la placette).

Localisation du dispositif

Annexe 3 : Résultats préliminaires du carottage au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière du Forbonnet – Juin 2020

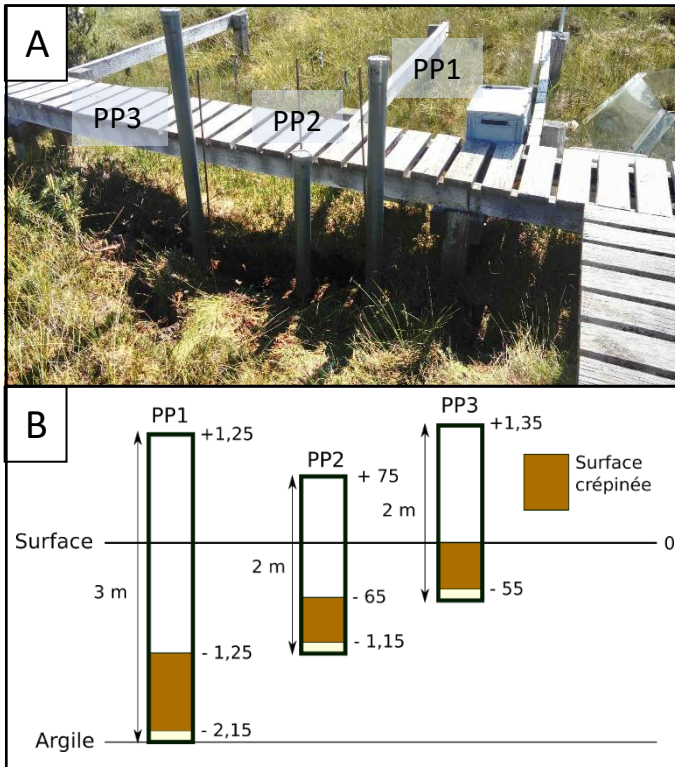


Figure 167 : Annexe 3 – Figure 2: A : Photo du dispositif. B : Schéma du dispositif montrant les profondeurs de crépilage. C : Prélèvement d'une carotte de tourbe.

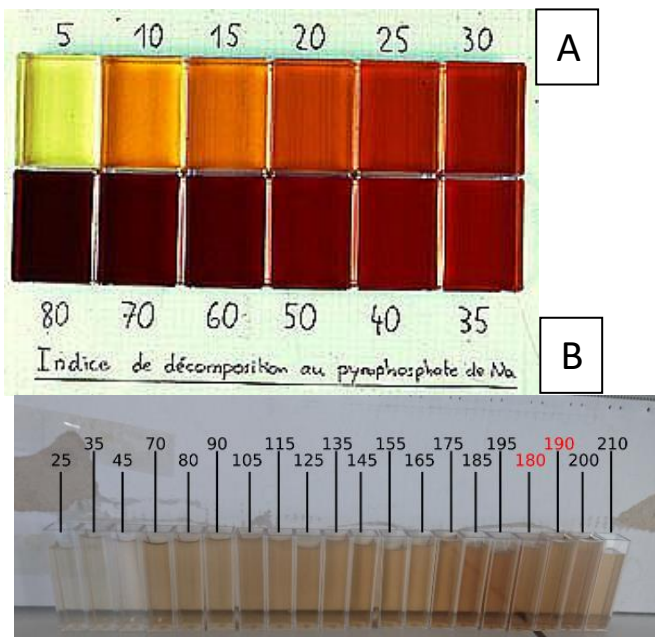


Figure 168 : Annexe 3 - Figure 3 A : Couleurs associées à l'indice de pyrophosphate de sodium. B : Couleur des échantillons de la carotte PP1 après extraction au pyrophosphate de sodium, filtration et dilution (échantillons passés au spectromètre pour obtenir l'IPP). Le chiffre associé à chaque échantillon correspond à la profondeur (cm) de l'échantillon par rapport à la surface.

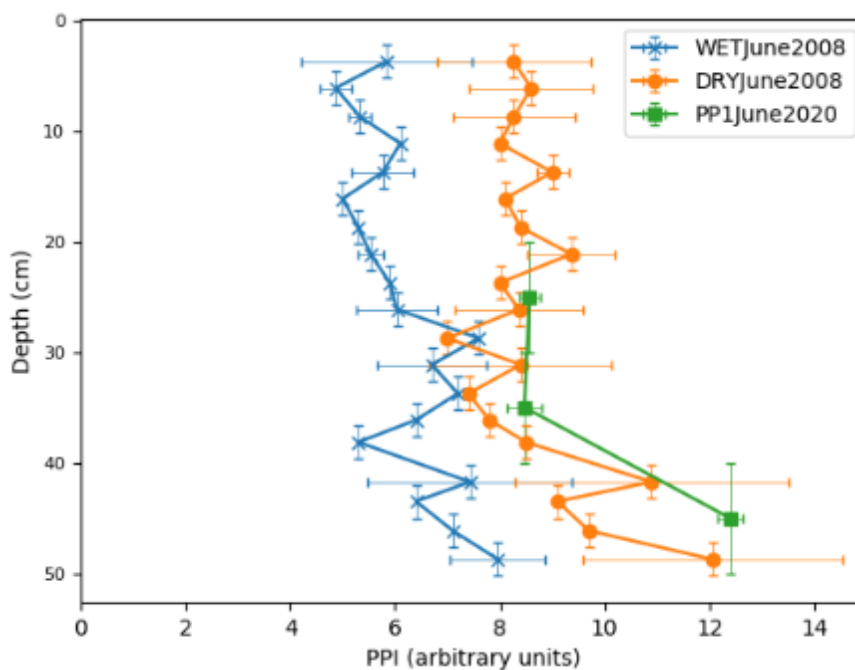


Figure 169 : Annexe 3 – Figure 4 : Mesures de l'IPP sur la partie superficielle de la carotte (Juin 2020, vert). En bleu et orange, mesures de Juin 2008 (Delarue, 2011), respectivement pour la zone WET et DRY. L'incertitude selon l'axe Y correspond à l'échantillonnage sur la carotte. L'incertitude selon l'axe X pour les mesures de 2008 correspond à l'écart type de mesures à la même profondeur sur 3 carottages différents (lorsque la barre est nulle, une seule mesure est réalisée). Pour les mesures de 2020, l'incertitude selon l'axe X correspond à l'incertitude de mesure (3 mesures différentes du filtrat d'un même échantillon).

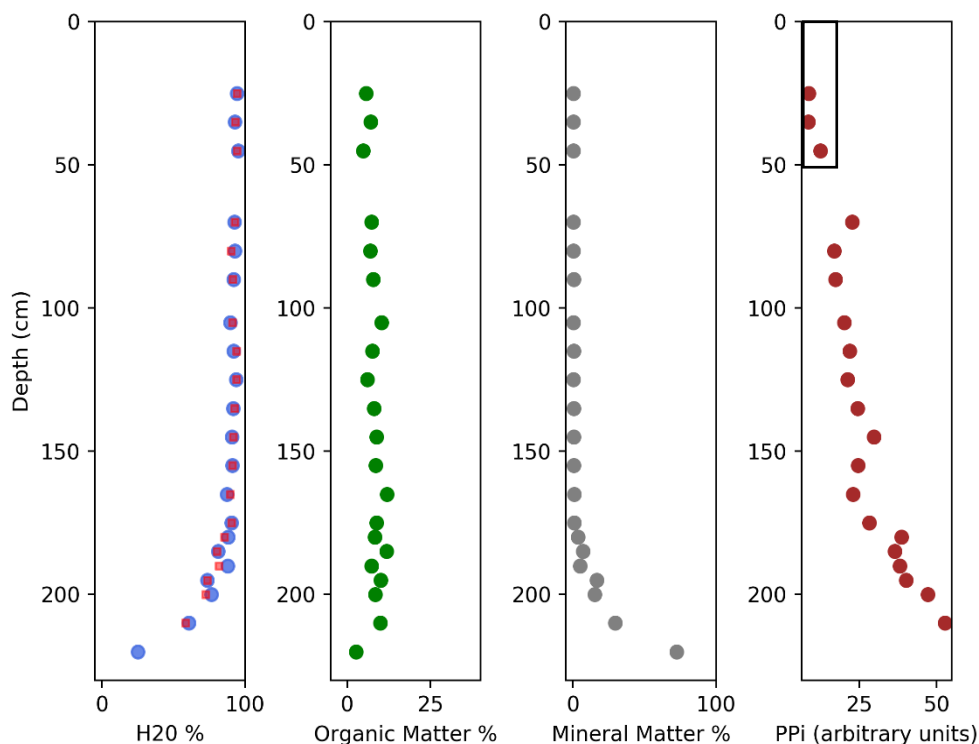


Figure 170 : Annexe 3 – Figure 5 : Profils verticaux des mesures effectuées sur la carotte PP1. Pour le pourcentage d'eau, les symboles bleus correspondent aux échantillons utilisés pour la mesure de la perte au feu et les symboles rouges correspondent aux échantillons utilisés pour la mesure de l'IPP. L'encadré noir sur le profil de l'IPP permet de localiser la figure 4 par rapport à la figure 5.

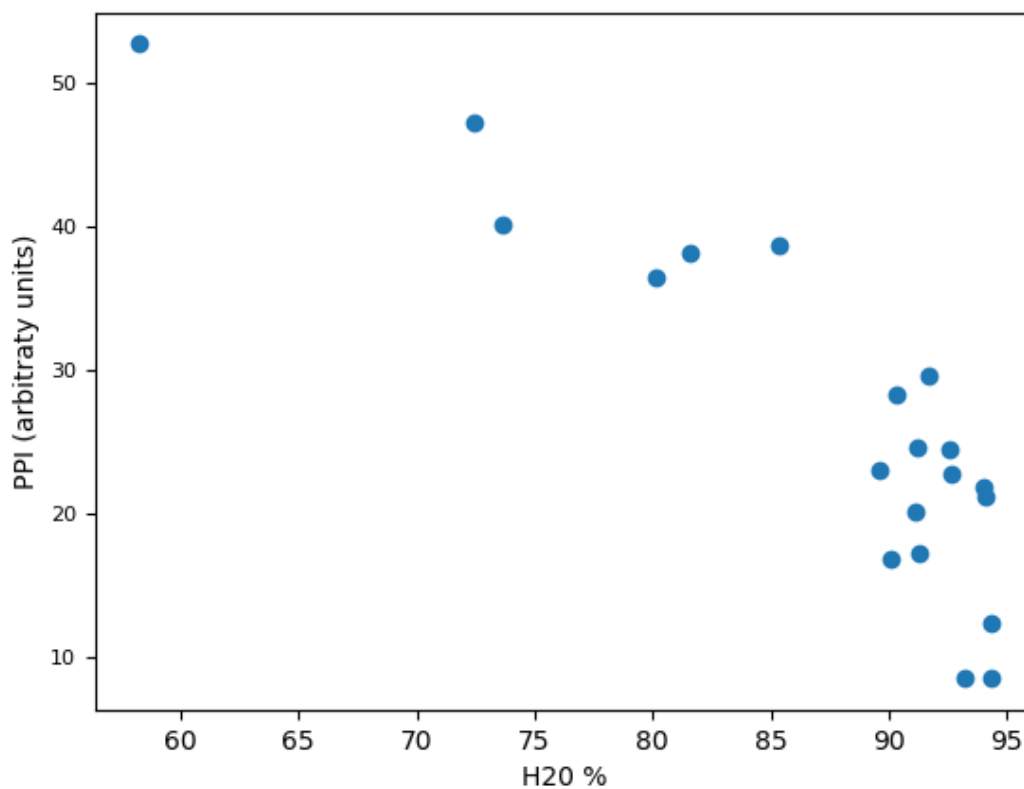


Figure 171 : Annexe 3 – Figure 6 : IPP en fonction du pourcentage d'eau dans les échantillons de la carotte PP1 (Juin 2020).

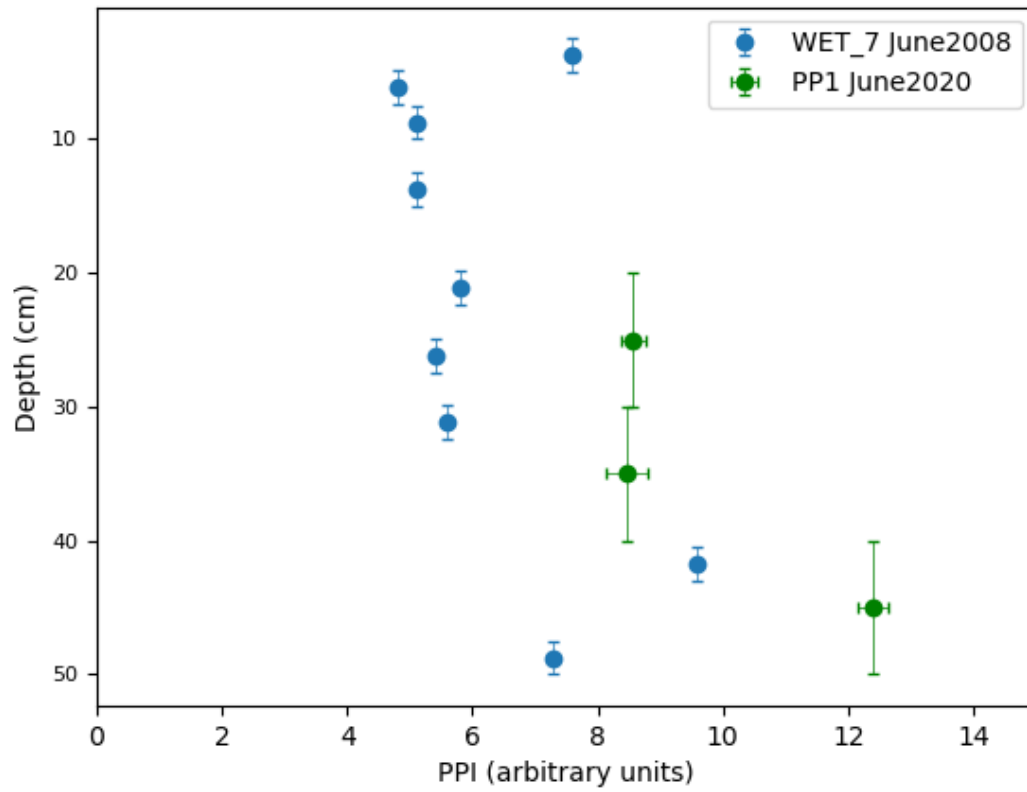


Figure 172 : Annexe 3 – Figure 7 : IPP en fonction du pourcentage d'eau dans les échantillons de la carotte PP1 (Juin 2020). Mesures de l'IPP sur la partie superficielle de la carotte (Juin 2020, vert). En bleu, mesures de Juin 2008 sur la placette WET 7 (Delarue, 2011).

Annexe 4 : Coordonnées et nom des sites de prélèvements

Nom du site	Type d'échantillon	x (L93)	y (L93)	altitude (m)	Source des données
Amont Gauche	ruisseau	941984,736	6641216,406	832,9	QGIS - orthophoto
Amont Droit	ruisseau	941984,736	6641216,406	832,9	QGIS - orthophoto
Exutoire	ruisseau	941984,736	6641216,406	832,9	QGIS - orthophoto
BM1	piézomètre	941944,418	6641205,325	833,0	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM2	piézomètre	941943,487	6641192,282	833,0	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM3	piézomètre	941942,089	6641179,704	833,0	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM4	piézomètre	941938,828	6641166,194	832,8	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM5	piézomètre	941941,158	6641155,479	832,8	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM6	piézomètre	941939,760	6641145,231	832,8	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM7	piézomètre	941931,841	6641131,721	833,0	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM8	piézomètre	941939,294	6641121,007	833,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM10	piézomètre	941901,560	6641148,026	833,4	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM11	piézomètre	941887,585	6641149,889	833,6	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM12	piézomètre	941886,187	6641174,113	833,3	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM13	piézomètre	941890,380	6641177,840	833,2	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM14	piézomètre	941889,914	6641209,052	833,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM18	piézomètre	941855,441	6641134,050	833,8	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
BM19	piézomètre	941847,988	6641156,411	833,7	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
GB	piézomètre	941765,456	6641106,426	834,1	QGIS - orthophoto
PP1	piézomètre	941768,440	6641102,870	834,2	QGIS - orthophoto
PP2	piézomètre	941768,450	6641102,880	834,2	QGIS - orthophoto
PP3	piézomètre	941768,460	6641102,890	834,2	QGIS - orthophoto
TV1	piézomètre	941561,300	6640869,359	835,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV2	piézomètre	941560,645	6640869,246	835,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV3	piézomètre	941560,902	6640870,190	835,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV4	piézomètre	941583,541	6640899,921	835,2	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV5	piézomètre	941583,645	6640900,490	835,2	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV6	piézomètre	941583,605	6640901,114	835,2	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV7	piézomètre	941599,077	6640926,052	835,2	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV8	piézomètre	941621,195	6640953,338	835,2	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV9	piézomètre	941603,042	6640949,303	835,4	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV10	piézomètre	941614,002	6640929,466	835,3	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV11	piézomètre	941581,150	6640930,405	835,4	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV12	piézomètre	941608,355	6640900,446	835,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV13	piézomètre	941565,416	6640902,259	835,3	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
TV14	piézomètre	941572,135	6640872,374	835,0	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
A	piézomètre	941622,258	6640957,819	835,3	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
B	piézomètre	941625,175	6640953,152	835,3	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
C	piézomètre	941726,031	6641117,135	834,3	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
D	piézomètre	941727,850	6641111,249	834,1	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
E	piézomètre	941887,478	6641124,474	833,9	Mesure GPS (Fichier Shapefile Louis Collin)
"Lac_Creux au lard"	Plan d'eau issu de l'extraction de tourbe	941632,410	6640838,380	835,1	QGIS - orthophoto
Doline "Creux au lard" (CL)	doline	941604,000	6640767,400	823,5	QGIS - orthophoto
"Source_Combe_Levier"	source	946443,800	6640882,270	869,6	geoportail
"Tunnel Bouverans côté lac" (TB)	aquifère	944605,730	6641754,970	836,4	geoportail
"Lac_Bouverans"	lac	944562,200	6641748,470	826,7	geoportail
"Fontaine_Bouchard" (FB)	source	940022,300	6638182,380	850,0	geoportail
"Fontaine_Carree" (FC)	source	938878,950	6639001,500	856,0	geoportail
Collecteur pluie palmex Forbonnet	pluie	941778,310	6641076,610	834,2	QGIS - orthophoto
Collecteur pluie artisanal Forbonnet	pluie	941778,453	6641077,970	834,2	QGIS - orthophoto
Collecteur pluie palmex Laveron	pluie	953190,140	6646767,290	999,9	geoportail

Annexe 5 : Paramètres physico-chimiques et signatures isotopiques des eaux de la tourbière du Forbonnet

Ces données sont décrites et accessibles sur le portail de données Data@UBFC. La fiche qui présente les données possède le DOI suivant : [doi:10.25666/DATAUBFC-2022-11-21](https://doi.org/10.25666/DATAUBFC-2022-11-21). Cette fiche est intégrée à la collection « Données de thèse de Alexandre Lhosmot » dont le permalien est le suivant : <https://search-data.ubfc.fr/coll/66>. Plus spécifiquement, les données utilisées et valorisées dans ce travail sont disponibles dans les différents Supplementary Material des articles publiés (10.1002/hyp.14781 ; 10.1016/j.chemgeo.2022.121254 ; voir Annexes 13 et 14).

Annexe 6 : Suivi isotopique de la molécule d'eau des précipitations au Forbonnet et au Laveron (z = 834 m et 1000 m)

Date debut acquisition	Date prélèvement du collecteur	Nombre de jours	Cumul P. Forbonnet système artisanal (mm/m ²)	Cumul P. Forbonnet système Palmex (mm/m ²)	Cumul P. Laveron Palmex (mm/m ²)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) Forbonnet artisanal	$\delta^2\text{H}$ (‰) Forbonnet artisanal	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) Forbonnet système Palmex	$\delta^2\text{H}$ (‰) Forbonnet système Palmex	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) Laveron système Palmex	$\delta^2\text{H}$ (‰) Laveron système Palmex
27/10/2017	07/12/2017	41	166,7			-10,5	-76				
07/12/2017	19/01/2018	43	388,9			-10,1	-70				
19/01/2018	16/02/2018	28	218,5			-10,3	-77				
16/02/2018	30/03/2018	42	227,9			nan	nan				
30/03/2018	30/05/2018	61	229,8			-7,6	-50				
30/05/2018	02/07/2018	33	94,2			-5,9	-37				
02/07/2018	19/07/2018	17	84,8			-6,6	-47				
19/07/2018	28/08/2018	40	101,7			-5,7	-42				
28/08/2018	18/09/2018	21	37,0			-6,2	-38				
18/09/2018	16/11/2018	59	69,0			-12,4	-88				
16/11/2018	19/01/2019	64	229,8			-8,0	-52				
19/01/2019	27/02/2019	39	105,5			-12,7	-95				
27/02/2019	23/03/2019	24	218,9			-8,0	-60				
23/03/2019	25/04/2019	33	63,1			nan	nan				
25/04/2019	23/05/2019	28	146,9			-8,9	-67				
23/05/2019	02/07/2019	40	132,8			nan	nan				
02/07/2019	18/07/2019	16	27,3			-3,4	-19				
18/07/2019	05/09/2019	49	163,9			-5,2	-36				
05/09/2019	01/10/2019	26	52,7			-6,1	-37				
01/10/2019	28/10/2019	27	267,5			-7,6	-50				
28/10/2019	29/11/2019	32	209,1			-12,3	-83				
29/11/2019	19/12/2019	20	127,1			-10,9	-77				
19/12/2019	28/01/2020	40	216,6			-11,9	-88				
28/01/2020	25/02/2020	28	229,8	244,5		-7,9	-50	-7,6	-48	-7,9	-55
25/02/2020	17/03/2020	21	186,5	234,0		-10,1	-70	-9,9	-70	-6,7	-47
17/03/2020	21/04/2020	35	1,0	1,2		nan	nan	-5,7	-38	-5,4	-33
21/04/2020	12/05/2020	21	150,7	181,6		-7,4	-54	-7,4	-53	-7,2	-47
12/05/2020	26/05/2020	14	33,0	41,9		-6,5	-43	-6,3	-36	-9,6	-58
26/05/2020	23/06/2020	28	127,1	76,8		-6,6	-42	nan	nan	-12,7	-85
23/06/2020	20/07/2020	27	42,4	52,4		-5,2	-34	-5,4	-34	-9,4	-64
20/07/2020	04/09/2020	43	117,7	125,8		-6,4	-43	-6,5	-42	-16,3	-115
04/09/2020	30/09/2020	29	72,5	69,9		-9,1	-58	-9,1	-56	-10,7	-73
30/09/2020	21/10/2020	21	109,4	104,8		-11,4	-76	-11,3	-79	-9,8	-67
21/10/2020	25/11/2020	35	154,4	160,7		-8,7	-59	-8,6	-59	-7,5	-47
25/11/2020	14/12/2020	19	nan	68,5		nan	nan	-15,9	-118	-10,8	-73
14/12/2020	29/01/2021	46	226,0	244,5		-10,0	-68	-10,0	-68	-9,7	-67
29/01/2021	23/02/2021	25	122,4	125,8		-9,9	-69	-9,7	-67	-8,0	-47
23/02/2021	24/03/2021	29	82,9	87,3				-8,0	-49	-9,3	-73
24/03/2021	27/04/2021	34	56,5	59,4				-9,3	-59	-10,8	-63
27/04/2021	12/05/2021	15	167,6	188,6				-8,6	-59	-9,1	-63

Incertitude sur le cumul.

Annexe 7 : Flux de CO₂ et de CH₄ mesurés par chambre d'accumulation (Los Gatos) au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet.

Annexe 7 : Flux de CO2 et de CH4 mesurés par chambre d'accumulation (Los Gatos) au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet.

Nom complet	Date	Site	Gradient éco-hydrologique	OTC	FCH4 (nmol s ⁻¹ m ⁻²)	NEE (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	Reco (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	GPP (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	PPFD (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	T. chambre (°C)	T. air placette (°C)	WTD (m) Placette C9 - zone WET	WTD (m) Placette C4 - zone DRY
20210914_H12	2021-09-14 16:00:00	H12	Wet	OTC	187,2	0,1	2,9	-2,8	591	25,2		-0,17	-0,20
20210914_C11	2021-09-14 16:30:00	C11	Wet	Control	49,9	-1,6	1,9	-3,5	407	22,3		-0,17	-0,20
20210914_H8	2021-09-14 16:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	343,8	0,7	5,1	-4,4	723	26,0		-0,17	-0,20
20210914_C7	2021-09-14 15:30:00	C7	Intermédiaire	Control	64,7	-2,7	2,8	-5,5	649	27,9		-0,17	-0,20
20210914_H2	2021-09-14 15:30:00	H2	Dry	OTC	94,9	0,8	4,2	-3,5	1150	28,1		-0,17	-0,20
20210914_C1	2021-09-14 15:00:00	C1	Dry	Control	17,8	-1,5	4,7	-6,2	900	27,1		-0,17	-0,20
20210720_H12	2021-07-20 10:00:00	H12	Wet	OTC	32,6	-4,4	1,2	-5,6	1230	20,9	33,3	-0,09	-0,08
20210720_C11	2021-07-20 10:00:00	C11	Wet	Control	69,6	-5,6	2,5	-8,1	1800	26,2	27,1	-0,09	-0,08
20210720_H8	2021-07-20 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	82,6	-3,8	2,4	-6,2	900	22,3	28,3	-0,09	-0,08
20210720_C7	2021-07-20 09:30:00	C7	Intermédiaire	Control	47,1	-6,1	2,1	-8,2	2150	22,6	28,3	-0,08	-0,09
20210720_H2	2021-07-20 09:30:00	H2	Dry	OTC	11,8	-0,3	2,9	-3,2	600	22,5	27,7	-0,08	-0,09
20210720_C1	2021-07-20 09:00:00	C1	Dry	Control	18,0	-4,7	4,2	-8,9	2122	20,2	20,0	-0,08	-0,09
20210622_H12	2021-06-22 10:00:00	H12	Wet	OTC	30,8	-0,2	1,4	-1,5	210	19,7	17,2	-0,12	-0,13
20210622_C11	2021-06-22 10:30:00	C11	Wet	Control	35,0	-1,4	1,6	-3,0	311	18,8	16,0	-0,12	-0,13
20210622_H8	2021-06-22 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	50,4	-0,8	3,8	-4,6	594	21,3	16,7	-0,12	-0,13
20210622_C7	2021-06-22 09:30:00	C7	Intermédiaire	Control	30,2	-3,2	1,6	-4,8	454	20,7	17,2	-0,12	-0,13
20210622_H2	2021-06-22 09:30:00	H2	Dry	OTC	15,6	0,9	2,6	-1,7	497	20,7	19,5	-0,12	-0,13
20210622_C1	2021-06-22 09:00:00	C1	Dry	Control	11,9	-1,8	3,4	-5,1	773	21,2	17,1	-0,12	-0,13
20210528_H8_c	2021-05-28 15:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	22,4	1,0	2,1	-1,0	2002	29,2	26,7	-0,08	-0,10
20210528_C7_bis_c	2021-05-28 15:30:00	C7	Intermédiaire	Control	24,2	-0,2	1,3	-1,6	935,15	31,7	28,4	-0,08	-0,10
20210528_H2_c	2021-05-28 15:00:00	H2	Dry	OTC	2,4	0,9	2,7	-1,8	1761	41,2	29,1	-0,08	-0,10
20210528_C1_c	2021-05-28 15:00:00	C1	Dry	Control	1,8	-0,8	3,2	-4,0	1799	42,5	31,7	-0,08	-0,10
20210528_C7_c	2021-05-28 15:30:00	C7	Intermédiaire	Control	16,1	-0,8	1,3	-2,1	2111	30,9	28,4	-0,08	-0,10
20210528_H12_b	2021-05-28 13:00:00	H12	Wet	OTC	16,6	0,0	1,2	-1,2	3354	27,4	28,4	-0,08	-0,10
20210528_C11_b	2021-05-28 13:00:00	C11	Wet	Control	14,4	-0,2	0,9	-1,0	1811	24,8	26,6	-0,08	-0,10
20210528_H8_b	2021-05-28 12:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	20,8	1,0	2,7	-1,7	1795	29,9	27,3	-0,08	-0,10
20210528_C7_bis_b	2021-05-28 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	25,0	-0,3	1,2	-1,5	1131,15	31,2	27,2	-0,08	-0,10
20210528_H2_b	2021-05-28 12:00:00	H2	Dry	OTC	2,4	0,5	2,2	-1,7	1732,5	39,2	27,8	-0,08	-0,10
20210528_C1_b	2021-05-28 12:00:00	C1	Dry	Control	2,0	-1,4	2,9	-4,3	1666	41,9	30,8	-0,08	-0,10
20210528_C7_b	2021-05-28 12:30:00	C7	Intermédiaire	Control	14,9	-0,7	1,2	-2,0	2247,4	27,9	27,4	-0,08	-0,10
20210528_H12_a	2021-05-28 10:00:00	H12	Wet	OTC	16,7	-0,6	0,8	-1,5	2530,5	15,1	25,6	-0,08	-0,10
20210528_C11_a	2021-05-28 10:30:00	C11	Wet	Control	17,0	-0,6	0,6	-1,2	2347,05	17,6	22,8	-0,08	-0,10
20210528_H8_a	2021-05-28 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	22,6	0,0	1,9	-1,9	600,25	18,5	22,3	-0,08	-0,10
20210528_C7_bis_a	2021-05-28 09:00:00	C7	Intermédiaire	Control	22,0	-0,4	0,6	-1,1	1909,5	16,5	21,5	-0,08	-0,10
20210528_H2_a	2021-05-28 09:00:00	H2	Dry	OTC	3,6	0,7	1,5	-0,8	1633,7	16,0	21,1	-0,08	-0,10
20210528_C1_a	2021-05-28 08:30:00	C1	Dry	Control	1,8	-1,4	1,4	-2,8	1377,85	15,8	14,6	-0,08	-0,10
20210528_C7_a	2021-05-28 09:30:00	C7	Intermédiaire	Control	19,2	-0,9			1643,7	15,5	21,5	-0,08	-0,10
20210527_C11_c	2021-05-27 16:30:00	C11	Wet	Control	14,5	-0,1	0,4	-0,5	374	14,4	18,8	-0,07	-0,10
20210527_H8_c	2021-05-27 16:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	22,4	0,3	1,6	-1,3	760,3	17,2	18,5	-0,06	-0,10
20210527_C7_bis_c	2021-05-27 16:00:00	C7	Intermédiaire	Control	22,6	0,1	0,8	-0,7	651,8	23,8	19,3	-0,06	-0,10
20210527_H2_c	2021-05-27 15:30:00	H2	Dry	OTC	2,0	0,0	2,3	-2,3	1932	27,7	22,5	-0,06	-0,10
20210527_C1_c	2021-05-27 15:30:00	C1	Dry	Control	1,2	-1,4	2,0	-3,3	1593,7	26,0	21,4	-0,06	-0,10
20210527_C7_c	2021-05-27 16:00:00	C7	Intermédiaire	Control	16,4	-0,5	0,7	-1,2	724,3	19,1	19,3	-0,06	-0,10
20210527_H8_b	2021-05-27 13:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	22,7	-0,3	0,7	-1,0	1714,5	16,7	21,2	-0,06	-0,09

Annexe 7 : Flux de CO2 et de CH4 mesurés par chambre d'accumulation (Los Gatos) au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet.

Nom complet	Date	Site	Gradient éco-hydrologique	OTC	FCH4 (nmol s ⁻¹ m ⁻²)	NEE (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	Reco (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	GPP (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	PPFD (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	T. chambre (°C)	T. air placette (°C)	WTD (m) Placette C9 - zone WET	WTD (m) Placette C4 - zone DRY
20210527_C7_bis_b	2021-05-27 12:30:00	C7	Intermédiaire	Control	22,4	-0,3	0,8	-1,1	3306,05	20,7	15,5	-0,06	-0,09
20210527_H2_b	2021-05-27 12:30:00	H2	Dry	OTC	2,2	-0,2	1,7	-1,9	842,9	20,6	16,3	-0,06	-0,09
20210527_C1_b	2021-05-27 12:00:00	C1	Dry	Control	1,1	-1,0	1,7	-2,6	787,4	21,8	14,8	-0,06	-0,09
20210527_C7_b	2021-05-27 13:00:00	C7	Intermédiaire	Control	19,3	-0,8	0,6	-1,4	949,45	16,9	19,9	-0,06	-0,09
20210527_H12_a	2021-05-27 10:00:00	H12	Wet	OTC	10,9	-0,2	0,4	-0,6	904,75	12,1	10,3	-0,06	-0,10
20210527_C11_a	2021-05-27 10:30:00	C11	Wet	Control	13,8	-0,1	0,4	-0,5	651,8	11,6	10,6	-0,06	-0,10
20210527_H8_a	2021-05-27 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	24,3	0,5	0,8	-0,3	425,5	10,9	8,8	-0,06	-0,10
20210527_C7_bis_a	2021-05-27 09:30:00	C7	Intermédiaire	Control	16,7	0,4	0,5	-0,1	337,1	10,8	8,9	-0,06	-0,10
20210527_H2_a	2021-05-27 10:30:00	H2	Dry	OTC	2,3	0,1	1,5	-1,4	1001,5	16,1	10,9	-0,06	-0,10
20210527_C1_a	2021-05-27 09:00:00	C1	Dry	Control	1,7	0,5	0,8	-0,4	191,35	10,6	8,2	-0,06	-0,10
20210526_H8_c	2021-05-26 15:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	19,6	0,5	0,6	-0,1	811,7	14,5	17,3	-0,05	-0,10
20210526_C7_bis_c	2021-05-26 15:00:00	C7	Intermédiaire	Control	19,1	0,1	0,6	-0,5	489,25	17,6	17,6	-0,05	-0,08
20210526_H2_c	2021-05-26 15:00:00	H2	Dry	OTC	3,0	0,1	2,0	-1,8	932,6	23,4	21,3	-0,05	-0,08
20210526_C1_c	2021-05-26 14:30:00	C1	Dry	Control	0,7	-2,1	1,6	-3,7	1554,05	22,8	18,5	-0,05	-0,07
20210526_H12_b	2021-05-26 13:00:00	H12	Wet	OTC	17,6	-0,4	0,6	-0,9	2761,95	18,4	20,8	-0,05	-0,07
20210526_C11_b	2021-05-26 13:00:00	C11	Wet	Control	10,9	0,2	0,5	-0,3	2921,5	16,3	21,2	-0,05	-0,07
20210526_H8_b	2021-05-26 12:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	27,4	0,2	1,4	-1,2	1483,1	16,7	18,3	-0,05	-0,07
20210526_C7_bis_b	2021-05-26 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	19,3	-0,2	0,5	-0,8	986,8	14,1	15,0	-0,05	-0,07
20210526_H2_b	2021-05-26 12:00:00	H2	Dry	OTC	3,1	-0,2	1,5	-1,7	930,9	17,8	17,9	-0,05	-0,07
20210526_C1_b	2021-05-26 11:30:00	C1	Dry	Control	1,1	-1,7	1,3	-3,0	926,5	17,7	13,3	-0,05	-0,07
20210526_H12_a	2021-05-26 10:00:00	H12	Wet	OTC	12,0	0,0	0,5	-0,5	1709	13,8	17,8	-0,05	-0,07
20210526_C11_a	2021-05-26 10:30:00	C11	Wet	Control	15,2	-0,1	0,5	-0,6	1154	13,5	16,0	-0,05	-0,06
20210526_H8_a	2021-05-26 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	37,7	0,2	1,2	-1,0	1892	14,6	18,6	-0,05	-0,07
20210526_C7_bis_a	2021-05-26 09:30:00	C7	Intermédiaire	Control	24,4	-0,2	0,6	-0,8	2136,5	15,1	15,7	-0,05	-0,07
20210526_H2_a	2021-05-26 09:00:00	H2	Dry	OTC	2,3	0,0	1,1	-1,1	909,7	12,7	13,4	-0,05	-0,07
20210526_C1_a	2021-05-26 08:30:00	C1	Dry	Control	1,9	-1,8	1,0	-2,9	939,65	12,2	9,8	-0,05	-0,07
20210525_H12_c	2021-05-25 15:30:00	H12	Wet	OTC	4,5	-0,1	0,3	-0,4	606	11,9	17,7	-0,04	-0,06
20210525_H8_c	2021-05-25 15:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	17,7	0,0	0,6	-0,5	1063	15,7	19,8	-0,04	-0,06
20210525_C7_bis_c	2021-05-25 15:00:00	C7	Intermédiaire	Control	19,2	0,0	0,1	-0,2	2546	19,8	17,1	-0,04	-0,06
20210525_H2_c	2021-05-25 14:30:00	H2	Dry	OTC	2,8	-0,3	2,3	-2,6	873	14,5	15,9	-0,04	-0,06
20210525_C1_c	2021-05-25 14:30:00	C1	Dry	Control	0,7	-1,0	1,4	-2,4	673	12,9	13,4	-0,04	-0,06
20210525_H12_b	2021-05-25 12:30:00	H12	Wet	OTC	2,2	-0,3	0,2	-0,5	1039	12,2	14,9	-0,04	-0,06
20210525_C11_b	2021-05-25 14:30:00	C11	Wet	Control	14,4	0,0	0,4	-0,4	1083	16,3	13,1	-0,04	-0,06
20210525_H8_b	2021-05-25 12:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	17,2	0,3	0,9	-0,6	1456	15,9	17,1	-0,04	-0,06
20210525_C7_bis_b	2021-05-25 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	12,0	-0,3	0,4	-0,7	1972	14,2	14,8	-0,04	-0,06
20210525_H2_b	2021-05-25 12:00:00	H2	Dry	OTC	1,1	-0,3	0,7	-1,0	1812	13,0	19,8	-0,04	-0,06
20210525_C1_b	2021-05-25 11:30:00	C1	Dry	Control	0,5	-0,9	0,8	-1,7	1177	22,7	13,8	-0,04	-0,06
20210525_H12_a	2021-05-25 09:30:00	H12	Wet	OTC	7,6	-0,1	0,3	-0,4	560	9,8	8,7	-0,04	-0,06
20210525_C11_a	2021-05-25 10:00:00	C11	Wet	Control	9,6	0,4	0,3	0,0	374	10,7	8,6	-0,04	-0,06
20210525_H8_a	2021-05-25 09:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	15,3	0,3	0,5	-0,2	702	11,1	9,5	-0,04	-0,06
20210525_C7_bis_a	2021-05-25 09:00:00	C7	Intermédiaire	Control	13,0	0,2	0,4	-0,2	1167	9,2	6,3	-0,04	-0,06
20210525_H2_a	2021-05-25 09:00:00	H2	Dry	OTC	1,1	0,0	0,6	-0,6	909	9,0	8,3	-0,04	-0,06
20210525_C1_a	2021-05-25 08:30:00	C1	Dry	Control	0,6	-0,1	0,5	-0,7	394	9,7	6,3	-0,04	-0,07
20210524_H12	2021-05-24 14:30:00	H12	Wet	OTC	13,1	-0,4	0,3	-0,8	987	12,3	17,0	-0,04	-0,05

Annexe 7 : Flux de CO2 et de CH4 mesurés par chambre d'accumulation (Los Gatos) au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet.

Nom complet	Date	Site	Gradient éco-hydrologique	OTC	FCH4 (nmol s ⁻¹ m ⁻²)	NEE (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	Reco (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	GPP (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	PPFD (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	T. chambre (°C)	T. air placette (°C)	WTD (m) Placette C9 - zone WET	WTD (m) Placette C4 - zone DRY
20210524_C11	2021-05-24 15:00:00	C11	Wet	Control	14,7	-0,1	0,3	-0,4	761	12,6	15,5	-0,04	-0,06
20210524_H8	2021-05-24 14:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	20,8	-0,2	1,0	-1,2	893	15,6	18,6	-0,04	-0,05
20210524_C7	2021-05-24 14:00:00	C7	Intermédiaire	Control	16,8	-0,1	0,5	-0,6	670	13,9	17,7	-0,04	-0,05
20210524_H2	2021-05-24 13:30:00	H2	Dry	OTC	2,3	0,0	1,9	-1,9	909	30,6	26,4	-0,03	-0,05
20210524_C1	2021-05-24 13:30:00	C1	Dry	Control	1,2	-2,0	1,8	-3,9	1166	27,6	22,2	-0,03	-0,05
20210427_C11	2021-04-27 11:00:00	C11	Wet	Control	16,0	-1,3	2,1	-3,4	1750	28,5	19,2	-0,14	-0,16
20210427_H8	2021-04-27 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	12,9	-0,5	1,4	-2,0	2450	19,2	22,2	-0,14	-0,16
20210427_C7	2021-04-27 10:00:00	C7	Intermédiaire	Control	18,6	-1,4	1,2	-2,6	1840	17,4	19,8	-0,14	-0,16
20210427_H2	2021-04-27 09:30:00	H2	Dry	OTC	4,2	0,8	0,6	0,0	675	14,4	22,1	-0,15	-0,15
20210427_C1	2021-04-27 09:30:00	C1	Dry	Control	4,1	-1,3	0,9	-2,2	1234	15,7	19,6	-0,15	-0,15
20210323_H12	2021-03-23 11:30:00	H12	Wet	OTC	4,6	-0,1	0,2	-0,3	2322	4,0	12,1	-0,09	-0,11
20210323_C11	2021-03-23 11:30:00	C11	Wet	Control	12,7	-0,4	0,3	-0,7	1940	6,3	1,1	-0,09	-0,11
20210323_H8	2021-03-23 12:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	6,6	0,0	0,5	-0,5	1597	11,6	12,9	-0,09	-0,11
20210323_C7	2021-03-23 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	13,0	-0,1	0,3	-0,4	1974	12,7	12,2	-0,09	-0,11
20210323_H2	2021-03-23 11:00:00	H2	Dry	OTC	1,2	0,1	0,2	-0,1	1992	3,8	12,8	-0,09	-0,11
20210323_C1	2021-03-23 10:30:00	C1	Dry	Control	0,4	-0,2	0,3	-0,5	2295	14,4	9,0	-0,09	-0,11
20210223_H12	2021-02-23 11:00:00	H12	Wet	OTC	3,6	0,0	0,1	-0,1	171	5,8	12,5	-0,12	-0,15
20210223_C11	2021-02-23 11:00:00	C11	Wet	Control	9,5	-0,6	0,1	-0,8	270	10,1	12,4	-0,12	-0,15
20210223_H8	2021-02-23 10:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	11,1	0,6	0,4	0,0	277	6,8	6,4	-0,12	-0,15
20210223_C7	2021-02-23 10:30:00	C7	Intermédiaire	Control	4,1	-0,1	0,0	-0,1	139	6,8	5,6	-0,12	-0,15
20210223_H2	2021-02-23 10:00:00	H2	Dry	OTC	1,9	0,3	0,2	0,0	159	7,5	7,3	-0,12	-0,16
20210223_C1	2021-02-23 09:30:00	C1	Dry	Control	9,5	-0,6	0,1	-0,8	478	10,1	2,6	-0,12	-0,16
20210214_H12	2020-12-14 14:30:00	H12	Wet	OTC	0,9	0,5	0,3	0,0	550	1,2	6,6	-0,04	-0,07
20210214_C11	2020-12-14 12:00:00	C11	Wet	Control	11,5	0,7	0,6	0,0	378	2,0	3,9	-0,04	-0,07
20210214_H8	2020-12-14 11:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	13,6	0,5	0,5	-0,1	700,5	2,6	3,5	-0,04	-0,07
20210214_C7	2020-12-14 11:00:00	C7	Intermédiaire	Control	5,2	0,6	0,4	0,0	489	2,0	0,6	-0,04	-0,07
20210214_H2	2020-12-14 11:00:00	H2	Dry	OTC	1,8	0,1	0,3	-0,1	708	5,3	0,2	-0,04	-0,07
20210214_C1	2020-12-14 10:30:00	C1	Dry	Control	1,6	0,2	0,3	-0,1	504	8,0	-0,4	-0,04	-0,07
20210214_H12	2020-11-24 14:30:00	H12	Wet	OTC	3,4	0,0	0,1	-0,1	739,5	5,8	7,9	-0,11	-0,14
20210124_H8	2020-11-24 14:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	10,1	0,4	0,5	-0,1	346,5	5,6	8,9	-0,11	-0,14
20210124_C7_CO2_matin	2020-11-24 11:00:00	C7	Intermédiaire	Control	15,7	-0,4	0,2	-0,6	245	2,1	2,1	-0,12	-0,14
20210124_C7	2020-11-24 15:30:00	C7	Intermédiaire	Control	15,7	-0,1	0,2	-0,3	830	12,3	9,8	-0,11	-0,14
20210124_H2	2020-11-24 10:30:00	H2	Dry	OTC	9,0	0,3	0,6	-0,3	1330	1,6	1,9	-0,12	-0,15
20210124_C1	2020-11-24 10:30:00	C1	Dry	Control	7,7	0,1	0,5	-0,4	2100	0,8	-0,4	-0,12	-0,15
20210124_H12	2020-10-20 11:30:00	H12	Wet	OTC	19,5	-0,7	1,1	-1,8	550	16,3	19,7	-0,15	-0,18
20210124_C11	2020-10-20 12:00:00	C11	Wet	Control	26,5	-2,3	1,1	-3,4	980	15,5	19,0	-0,15	-0,18
20210124_H8	2020-10-20 11:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	17,1	-0,7	2,0	-2,7	1380	16,7	20,2	-0,15	-0,18
20210124_C7	2020-10-20 11:00:00	C7	Intermédiaire	Control	26,0	-3,0	1,2	-4,3	1480	17,6	17,7	-0,15	-0,18
20210124_H2	2020-10-20 11:00:00	H2	Dry	OTC	5,4	-0,3	0,9	-1,2	508,5	17,6	19,8	-0,15	-0,18
20210124_C1	2020-10-20 10:30:00	C1	Dry	Control	7,3	-0,8	1,6	-2,4	1500	15,5	12,3	-0,15	-0,18
20200929_H12	2020-09-29 12:30:00	H12	Wet	OTC	28,9	0,2	2,0	-1,8	320	17,6	13,8	-0,15	-0,17
20200929_C11	2020-09-29 13:00:00	C11	Wet	Control	44,0	-0,8	1,4	-2,3	303	16,2	13,5	-0,15	-0,17
20200929_H8	2020-09-29 12:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	25,8	-0,9	2,3	-3,2	571,5	17,9	13,6	-0,15	-0,17
20200929_C7	2020-09-29 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	31,0	-1,3	1,7	-3,0	349,2	19,2	14,0	-0,15	-0,17

Annexe 7 : Flux de CO2 et de CH4 mesurés par chambre d'accumulation (Los Gatos) au niveau de la plateforme scientifique de la tourbière active du Forbonnet.

Nom complet	Date	Site	Gradient éco-hydrologique	OTC	FCH4 (nmol s ⁻¹ m ⁻²)	NEE (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	Reco (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	GPP (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	PPFD (μmol s ⁻¹ m ⁻²)	T. chambre (°C)	T. air placette (°C)	WTD (m) Placette C9 - zone WET	WTD (m) Placette C4 - zone DRY
20200929_H2	2020-09-29 13:00:00	H2	Dry	OTC	47,1	3,4	4,1	-0,8	322	16,6	14,6	-0,15	-0,17
20200929_C1	2020-09-29 14:30:00	C1	Dry	Control	11,9	0,3	2,6	-2,3	347,5	16,5	12,7	-0,15	-0,17
20200915_H12	2020-09-15 16:00:00	H12	Wet	OTC	37,8	1,2	3,3	-2,1	1196	27,3	25,8	-0,28	-0,32
20200915_C11	2020-09-15 15:30:00	C11	Wet	Control	42,0	0,4	2,1	-1,7	265	29,8	33,3	-0,28	-0,32
20200915_H8	2020-09-15 15:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	31,6	1,6	2,7	-1,1	379	31,3	30,5	-0,28	-0,32
20200915_C7	2020-09-15 15:30:00	C7	Intermédiaire	Control	34,6	-1,4	4,3	-5,8	2115	35,1	31,1	-0,28	-0,32
20200915_H2	2020-09-15 15:00:00	H2	Dry	OTC	3,1	-2,2	1,3	-3,4	1908	35,0	35,2	-0,28	-0,32
20200915_C1	2020-09-15 14:30:00	C1	Dry	Control	9,3	-0,6	3,7	-4,3	2030	34,4	33,3	-0,27	-0,32
20200901_H12	2020-09-01 11:00:00	H12	Wet	OTC	14,2	-1,7	1,2	-2,9	850	20,3	18,3	-0,20	-0,22
20200901_C11	2020-09-01 11:00:00	C11	Wet	Control	22,7	-1,9	1,4	-3,3	1175	20,2	16,0	-0,20	-0,22
20200901_H8	2020-09-01 10:30:00	H8	Intermédiaire	OTC	14,4	-0,9	1,6	-2,5	570	21,3	18,9	-0,20	-0,22
20200901_C7	2020-09-01 10:00:00	C7	Intermédiaire	Control	11,0	-2,8	1,5	-4,3	1111	22,5	20,0	-0,21	-0,22
20200901_H2	2020-09-01 10:00:00	H2	Dry	OTC	1,4	-0,3	0,8	-1,2	681,5	21,5	20,1	-0,21	-0,22
20200901_C1	2020-09-01 09:30:00	C1	Dry	Control	4,8	-2,0	1,9	-3,9	1940	21,5	15,1	-0,21	-0,22
20200720_H12	2020-07-20 10:30:00	H12	Wet	OTC	100,7	-0,7	4,1	-4,9	1636	33,4	32,6	-0,22	-0,27
20200720_C11	2020-07-20 10:00:00	C11	Wet	Control	99,6	-1,9	3,6	-5,5	1702,5	32,6	28,3	-0,22	-0,27
20200720_H8	2020-07-20 10:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	60,1	-1,2	2,7	-3,9	2285	33,0	30,1	-0,22	-0,27
20200720_C7	2020-07-20 10:00:00	C7	Intermédiaire	Control	67,4	-4,6	5,0	-9,6	1690	33,0	30,9	-0,22	-0,27
20200720_H2	2020-07-20 09:30:00	H2	Dry	OTC	17,1	0,7	2,2	-1,5	2435	35,5	30,8	-0,22	-0,27
20200720_C1	2020-07-20 09:00:00	C1	Dry	Control	22,0	-0,3	4,3	-4,6	1915	37,1	27,3	-0,22	-0,27
20200623_H12	2020-06-23 11:30:00	H12	Wet	OTC	29,3	-1,5	3,0	-4,5	1490	33,0	32,5	-0,11	-0,15
20200623_C11	2020-06-23 11:30:00	C11	Wet	Control	27,2	-2,1	5,3	-7,3	2860	35,3	29,0	-0,11	-0,15
20200623_H8	2020-06-23 12:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	48,6	0,2	5,9	-5,7	1215	38,6	29,8	-0,11	-0,15
20200623_C7	2020-06-23 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	45,6	-2,9	5,1	-8,0	2900	39,0	31,9	-0,11	-0,15
20200623_H2	2020-06-23 14:30:00	H2	Dry	OTC	3,7	-0,6	1,8	-2,4	1418	25,0	35,2	-0,11	-0,15
20200623_C1	2020-06-23 15:00:00	C1	Dry	Control	10,7	-0,2	1,3	-1,4	2515	44,0	35,0	-0,11	-0,15
20200526_H12	2020-05-26 11:00:00	H12	Wet	OTC	14,0	-1,0	1,6	-2,6	2545	34,0	28,3	-0,14	-0,18
20200526_C11	2020-05-26 11:00:00	C11	Wet	Control	17,9	-1,7	2,6	-4,4	1590	33,4	23,7	-0,14	-0,18
20200526_H8	2020-05-26 12:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	15,6	-0,8	2,4	-3,2	2575	33,9	27,3	-0,14	-0,18
20200526_C7	2020-05-26 12:00:00	C7	Intermédiaire	Control	16,7	-2,8	3,0	-5,7	1935	33,7	26,1	-0,14	-0,18
20200526_H2	2020-05-26 11:30:00	H2	Dry	OTC	-0,3	-0,2	0,6	-0,8	2450	32,4	27,3	-0,14	-0,18
20200526_C1	2020-05-26 11:30:00	C1	Dry	Control	0,2	-1,6	1,6	-3,2	1635	33,9	27,3	-0,14	-0,18
20200422_H12	2020-04-22 14:00:00	H12	Wet	OTC	6,8	-0,1	0,8	-0,9	402	19,4	19,6	-0,21	-0,26
20200422_C11	2020-04-22 14:30:00	C11	Wet	Control	12,5	-0,3	0,8	-1,1	355	19,2	18,2	-0,21	-0,26
20200422_H8	2020-04-22 14:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	9,5	-0,2	0,9	-1,0	572	21,5	18,9	-0,21	-0,26
20200422_C7	2020-04-22 13:30:00	C7	Intermédiaire	Control	7,3	0,4	0,9	-0,5	234	24,8	21,1	-0,21	-0,26
20200422_H2	2020-04-22 15:00:00	H2	Dry	OTC	0,3	-3,1	0,5	-3,6	638	21,9	18,7	-0,21	-0,26
20200422_C1	2020-04-22 15:00:00	C1	Dry	Control	2,1	-0,1	1,2	-1,3	552	20,7	18,5	-0,21	-0,26
20200227_H12	2020-02-27 11:30:00	H12	Wet	OTC	0,0	0,0	0,0	0,0	310	0,5	1,5	-0,04	-0,08
20200227_C11	2020-02-27 11:30:00	C11	Wet	Control	0,8	0,0	0,1	0,0	536	0,2	1,4	-0,04	-0,08
20200227_H8	2020-02-27 15:00:00	H8	Intermédiaire	OTC	2,8	0,3	0,1	0,0	213	0,5	2,0	-0,04	-0,08
20200227_C7	2020-02-27 14:30:00	C7	Intermédiaire	Control	1,2	0,2	0,3	0,0	293	1,9	2,0	-0,04	-0,08
20200227_H2	2020-02-27 12:30:00	H2	Dry	OTC	0,1	0,0	0,1	-0,1	450	0,3	0,7	-0,04	-0,08
20200227_C1	2020-02-27 12:00:00	C1	Dry	Control	-0,3	0,0	0,0	0,0	730	0,4	-0,1	-0,04	-0,08

Annexe 8 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2021. *Ecohydrology.*

2016 sampling month	March				May				July				August						
	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	T°C	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	T°C	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	T°C
TV3	0,4	2,1	7,3	158,0	0,4	2,1	7,1	120,0	9,2	0,4	2,1	6,4	125,0	13,2	0,4	2,1	6,4	123,0	14,9
TV2	1,5	0,8	7,6	253,0	1,5	0,8	7,8	241,0	7,1	1,5	0,8	6,4	238,0	8,7	1,5	0,8	6,1	256,0	9,4
TV1	2,3	0,1	7,7	549,0	2,3	0,1	7,0	510,0	7,0	2,3	0,1	6,0	500,0	7,8	2,3	0,1	5,9	504,0	8,9
TV6	0,4	2,1	6,9	93,0	0,4	2,1	6,2	83,0	9,5	0,4	2,1	6,3	103,0	14,8	0,4	2,1	6,2	132,0	15,7
TV5	1,1	1,3	6,7	232,0	1,1	1,3	6,1	181,0	7,6	1,1	1,3	6,1	179,0	10,0	1,1	1,3	5,8	232,0	10,7
TV4	2,4	0,0	7,3	525,0	2,4	0,0	6,0	586,0	7,0	2,4	0,0	5,9	564,0	7,7	2,4	0,0	5,9	578,0	8,5
TV7	0,3	2,8	5,7	22,0	0,2	2,9	5,8	33,0	10,5	0,2	2,9	5,5	48,0	15,6	0,2	2,9	5,6	43,0	16,2
TV7					0,9	2,2	5,6	33,0	8,7	0,9	2,2	5,4	49,0	12,5	0,9	2,2	5,4	51,0	14,0
TV7					1,9	1,2	5,6	38,0	6,8	1,9	1,2	5,3	51,0	8,3	1,9	1,2	5,4	63,0	9,5
TV7					2,4	0,7	5,6	47,0	6,5	2,4	0,7	5,4	55,0	7,4	2,4	0,7	5,4	78,0	7,9
TV8	0,3	2,8	6,2	66,0	0,1	2,9	6,1	49,0	11,4	0,1	2,9	6,4	51,0	14,4	0,1	2,9	6,0	79,0	14,5
TV8					1,1	1,9	5,9	117,0	6,9	1,1	1,9	6,4	433,0	8,9	1,1	1,9	6,1	469,0	8,9
TV8					2,6	0,4	5,8	536,0	6,9	2,6	0,4	6,1	586,0	7,9	2,6	0,4	6,1	594,0	8,6
TV9	0,1	2,6	4,9	20,0	0,1	2,6	4,3	17,0	9,1	0,1	2,6	5,2	21,0	14,7	0,1	2,6	5,4	21,0	15,2
TV9	2,4	0,3	6,8	204,0	1,1	1,6	5,0	16,0	7,4	1,1	1,6	5,3	22,0	10,8	1,1	1,6	5,4	27,0	12,1
TV9	2,6	0,0	6,9	318,0	2,1	0,6	5,4	18,0	6,6	2,1	0,6	5,3	20,0	8,3	2,1	0,6	5,4	39,0	8,9
TV9					2,6	0,1	5,5	51,0	6,5	2,6	0,1	5,5	36,0	7,3	2,6	0,1	5,4	69,0	7,8
TV10	0,2	2,0	4,7	28,0	0,2	1,9	5,7	15,0	9,3	0,2	1,9	6,0	23,0	14,8	0,2	1,9	5,7	26,0	14,1
TV10					0,7	1,4	5,6	17,0	9,1	0,7	1,4	5,8	24,0	13,1	0,7	1,4	5,7	40,0	12,1
TV10	2,1	0,1	6,6	86,0	2,1	0,0	5,7	32,0	6,9	2,1	0,0	5,9	44,0	8,4	2,1	0,0	5,7	71,0	8,7
TV11	0,3	2,6	4,9	23,0	0,1	2,8	4,7	24,0	9,3	0,1	2,8	4,6	27,0	14,0	0,1	2,8	4,9	45,0	14,8
TV11					0,9	2,0	5,2	22,0	7,9	0,9	2,0	5,1	30,0	11,0	0,9	2,0	5,0	51,0	13,2
TV11					1,9	1,0	5,5	92,0	6,6	1,9	1,0	5,4	133,0	8,1	1,9	1,0	5,4	228,0	9,3
TV11	2,4	0,5	6,5	130,0	2,4	0,5	5,5	114,0	6,5	2,4	0,5	5,5	168,0	7,7	2,4	0,5	5,5	328,0	8,5
TV12	0,1	1,9	5,4	75,0	0,1	1,9	5,3	103,0	9,6	0,1	1,9	5,0	123,0	13,8	0,1	1,9	6,1	86,0	14,2
TV12	0,8	1,3	6,4	139,0	0,8	1,2	5,3	123,0	8,3	0,8	1,2	5,2	138,0	10,5	0,8	1,2	5,7	113,0	12,0
TV12	1,6	0,5	6,9	386,0															
TV12	2,0	0,0	7,0	584,0	2,0	0,0	5,7	573,0	6,6	2,0	0,0	5,8	482,0	7,7	2,0	0,0	5,7	515,0	8,5
TV13	0,2	1,8	4,8	32,0	0,1	1,9	5,6	22,0	10,2	0,1	1,9	5,4	30,0	15,8	0,1	1,9	5,1	34,0	16,3
TV13					0,8	1,2	5,4	21,0	9,4	0,8	1,2	5,2	32,0	11,8	0,8	1,2	5,0	39,0	13,1
TV13	2,0	0,0	5,8	33,0	2,0	0,0	5,6	36,0	7,3	2,0	0,0	5,4	45,0	8,2	2,0	0,0	5,3	78,0	9,2

2016 sampling month	March				May				July				August						
	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	Temperature (°C)	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	Temperature (°C)	Sampling depth relative to peat surface	Distance from moraine	pH	EC (µS.cm ⁻¹)	Temperature (°C)
TV14					0,0	1,6	5,8	189,0	9,9	0,0	1,6	5,3	147,0	15,7	0,0	1,6	5,7	107,7	18,8
TV14	0,7	1,0	6,8	181,0	0,6	1,0	5,6	141,0	8,9	0,6	1,0	5,1	168,0	12,1	0,6	1,0	5,7	112,0	14,2
TV14					1,6	0,0	5,7	223,0	7,1	1,6	0,0	5,7	295,0	8,4	1,6	0,0	5,6	292,0	9,8
D					0,9	1,5	6,8	286,0	7,5	0,9	1,5	6,1	438,0	9,2	0,9	1,5	5,5	502,0	8,7
C					1,8	0,3	6,6	600,0	6,8	1,8	0,3	6,3	675,0	8,1	1,8	0,3	5,9	657,0	8,4
E					0,3	2,7	5,9	298,0	8,7	0,3	2,7	6,6	358,0	11,4	0,3	2,7	6,4	367,0	12,1
BM18					0,1	2,9	4,3	24,0	11,5	0,1	2,9	4,7	25,0	17,5	0,1	2,9	3,8	95,0	19,0
BM18					1,1	1,9	4,3	25,0	10,0	1,1	1,9	4,4	24,0	12,4	1,1	1,9	3,8	79,0	14,8
BM18					1,6	1,4	4,3	24,0	8,9	1,6	1,4	4,3	25,0	11,0	1,6	1,4	3,9	63,0	13,6
BM19					0,1	1,9	4,7	23,0	11,0	0,1	1,9	4,1	43,0	15,1	0,1	1,9	3,6	48,0	17,0
BM19					0,9	1,1	4,6	22,0	10,3	0,9	1,1	4,1	41,0	13,3	0,9	1,1	3,5	48,0	14,6
BM19					1,4	0,6	4,5	22,0	9,0	1,4	0,6	7,5	32,0	11,4	1,4	0,6	3,6	38,0	13,8
BM1					0,1	0,9	6,9	53,0	9,6										
BM1					0,5	0,5	6,7	57,0	9,0										
BM1					1,0	0,0	6,4	112,0	8,5										
BM3					0,2	2,1	6,7	51,0	9,9										
BM3					0,8	1,5	6,6	49,0	9,0										
BM3					1,3	1,0	6,5	52,0	7,8										
BM5					0,2	1,9	6,6	38,0	9,7										
BM5					0,8	1,3	6,4	50,0	9,0										
BM5					1,3	0,8	6,1	80,0	8,4										
BM7					0,1	0,9	5,8	20,0	8,3										
BM7					0,5	0,5	5,8	43,0	7,7										
BM7					1,0	0,0	5,7	328,0	7,1										
BM10					0,0	0,7	5,2	15,0	8,7										
BM10					0,3	0,4	4,8	18,0	8,6										
BM10					0,5	0,2	4,8	17,0	8,5										
BM12					0,2	2,0	4,4	26,0	9,7										
BM12					1,0	1,2	5,3	48,0	8,2										
BM12					1,5	0,7	5,4	52,0	7,6										
BM14					0,1	1,0	7,8	69,0	12,8										
BM14					0,5	0,6	7,7	55,0	9,8										
BM14					1,0	0,1	6,8	123,0	8,7										

Annexe 9 : Modélisation du débit à l'exutoire de la tourbière du Forbonnet avec le modèle réservoir KarstMod

1 Modélisation du débit à l'exutoire à partir d'un modèle réservoir

1.1 Principe

Modéliser le débit à l'exutoire du système reste un enjeu dans le cadre des problématiques de soutien d'étiage des tourbières aux hydrosystèmes avals d'une part et dans la compréhension des mécanismes de transfert en eau de la tourbière vers l'exutoire d'autre part. Ainsi, nous avons utilisé un modèle réservoir pour modéliser le débit à l'exutoire à un pas de temps journalier. Il s'agit du logiciel KarstMod (Mazzilli et al., 2019). Le travail a été effectué sur la même période d'étude que pour le calcul de bilan hydrologique interannuel. La pluie, l'ETP (Oudin) et le débit journalier sont les variables d'entrée. Dans le but à terme d'intégrer les projections climatiques dans ce modèle réservoir où seulement la température de l'air et les précipitations journalières sont disponibles, l'ETP calculé avec l'équation développée par Oudin et al. (2005) a été utilisé car il est possible d'utiliser cette méthode (nécessitant uniquement les données de température de l'air journalières).

Le modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la tourbière du Forbonnet suggère trois composantes contribuant à l'exutoire du système. (1) la contribution de l'acrotème avec un temps de transfert rapide (journalier à horaire en période de crue), (2) le catotème regroupant les niveaux de tourbe intermédiaire et profond où l'écoulement est plus lent et assure ainsi le débit d'étiage lorsqu'il n'y a plus d'eau dans l'acrotème. Enfin, (3), l'apport d'eau minéralisée à l'exutoire de la tourbière en période estivale en lien avec la recharge hivernale de l'hiver précédant suggère une contribution d'un réservoir d'eau minéralisé à l'exutoire. Néanmoins, il est difficile de différencier cet apport d'eau du reste des eaux s'écoulant dans le catotème dans la mise en place d'un modèle réservoir.

Conceptuellement, la pluie et l'ETP interfèrent avec le réservoir E qui correspond à une « fonction de production » entre les processus atmosphériques et l'eau disponible pour la tourbière. Le réservoir M correspond à la tourbière (Figure 173). Le débit à l'exutoire du système (Q_s) est égal à Q_{MS} . Q_{MS} permet d'intégrer la dichotomie de l'écoulement de l'eau de l'acrotème et du catotème. En effet, le flux Q_{MS} suit une relation puissance avec la hauteur d'eau dans le réservoir M, permettant ainsi de représenter les écoulements d'eau préférentiels dans l'acrotème lorsque la hauteur d'eau est la plus forte. Q_{loss} correspond au flux d'eau sortant nécessaire pour équilibrer le bilan hydrologique, *e.g.* interception, pertes.

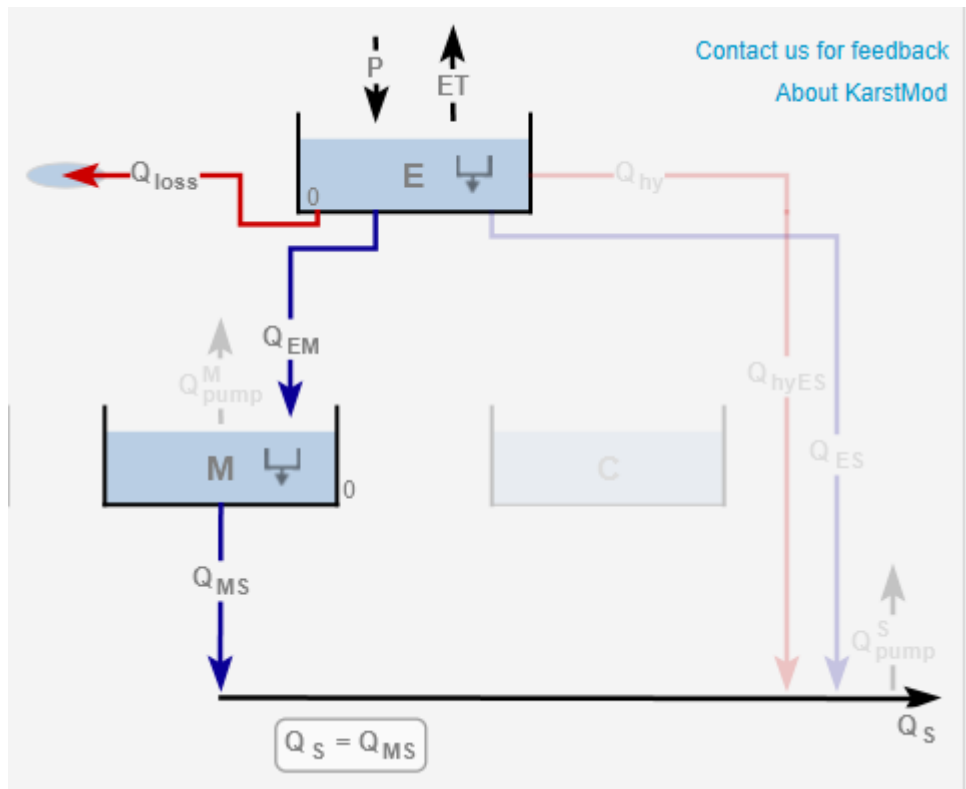


Figure 173 – Annexe 9 : Schéma conceptuel du modèle réservoir utilisé pour reproduire le débit à l'exutoire de la tourbière du Forbonnet.

- Q_{loss} est calculé à partir de l'équation suivante (Eq. 1 – Annexe 8) :

$$Q_{loss} = k_{loss} * \left(\frac{E}{L_{ref}} \right) \quad (\text{Eq. 1 – Annexe 8})$$

Où k_{loss} est le débit spécifique (mm/jour), E le niveau d'eau (mm) dans le réservoir E , L_{ref} est la longueur de référence pour la normalisation du niveau d'eau dans le réservoir E .

- Q_{EM} et Q_{MS} sont calculés à partir de l'équation suivante (Eq. 2 – Annexe 8) :

$$Q_{AB} = k_{AB} * \left(\frac{A}{L_{ref}} \right)^{\alpha_{AB}} \quad (\text{Eq.2 – Annexe 8}), \text{ si } A > 0,$$

sinon $Q_{AB} = 0$

Où k_{AB} est le débit (mm/jour) du réservoir A vers le réservoir B , A le niveau d'eau (mm) dans le réservoir A , L_{ref} est la longueur de référence pour la normalisation du niveau d'eau dans le réservoir E , et α_{AB} est un exposant positif. Lorsque l'exposant α est égal à 1, le débit associé à la fonction suit donc une augmentation linéaire. $\alpha > 1$ signifie que la vidange du réservoir augmente en suivant une fonction puissance lorsque la hauteur d'eau dans le réservoir augmente.

La disposition du modèle réservoir évoqué plus haut fait intervenir 6 paramètres que le modèle vise à ajuster afin d'établir des simulations les plus proches possibles des données observées. Il s'agit de la surface du bassin versant (0,8-1 km²), la vitesse d'écoulement (k) pour chacun des flux d'eau exprimée en mm/jour ainsi que de l'exposant α associé à la fonction de calcul de débit entre deux réservoirs.

La mise en œuvre du modèle inclut une période « warm-up », puis une période de calibration de différents paramètres pour modéliser le plus justement possible le débit à l'exutoire et enfin une période de validation du modèle.

Afin d'évaluer la qualité de la modélisation du débit, le KGE (Kling Gupta Efficiency) est calculé pour la période de calibration et de validation (Gupta et al., 2009; Eq. 3 – Annexe 8).

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (\text{Eq.3 – Annexe 8})$$

Où r est le coefficient de corrélation de Pearson entre le débit simulé et observé, α est le rapport entre la variance des données de débit simulé et observé et β est le rapport entre la moyenne des données de débit simulé et observé. Un KGE égal à 1 signifie que les valeurs simulées reproduisent exactement les valeurs mesurées.

Le modèle a été lancé pour 20 000 simulations afin d'obtenir une gamme de valeur pour chaque paramètre permettant de bien reproduire les données observées. Seules les simulations avec un KGE supérieur ou égal à 0,70 ont été conservées. Sur les 20 000 simulations, 15 973 ont validé ce seuil de qualité et ont donc été utilisées.

Concernant la simulation du débit à l'exutoire, pour chaque instant t et sur la base des n simulations opérées, on calcule l'intervalle de confiance à 90 %, la valeur minimale et la valeur maximale du débit. En outre, le modèle calcule le Q_{S-prob} qui correspond à la valeur la plus probable du débit simulé, c'est-à-dire à la somme pondérée des débits par le KGE (Eq. 4 – Annexe 8).

$$Q_{S-prob}(t) = \frac{\sum_{i=1}^n (KGE(i) * Q_{S(i)}(t))}{\sum_{i=1}^n KGE(i)} \quad (\text{Eq. 4 – Annexe 8})$$

Où n est le nombre de simulations.

2 Résultats et Discussion

2.1 Validité du modèle

Le modèle permet de bien reproduire le débit à l'exutoire de la tourbière en période de calibration comme en période de validation du modèle (Figure 174 et Figure 175). Pour les 15 973 simulations, le KGE varie entre 0,70 et 0,90 (moyenne = $0,76 \pm 0,04$ s.d.) pour la période de calibration et entre 0,53 et 0,93 (moyenne = $0,79 \pm 0,05$ s.d.) pour la période de validation. Les meilleurs résultats en période de validation peuvent s'expliquer par un événement de crue mal représenté lors de la période de calibration courant Juin et Juillet 2016 (Figure 174 et Figure 175). La surface de BV pour la meilleure simulation est de 0,882 km². Cet événement intervient durant la période estivale où la réponse en terme de débit à l'exutoire aux orages, dont la durée est de l'ordre de quelques heures, est probablement mal représentée du fait du pas de temps journalier du modèle.

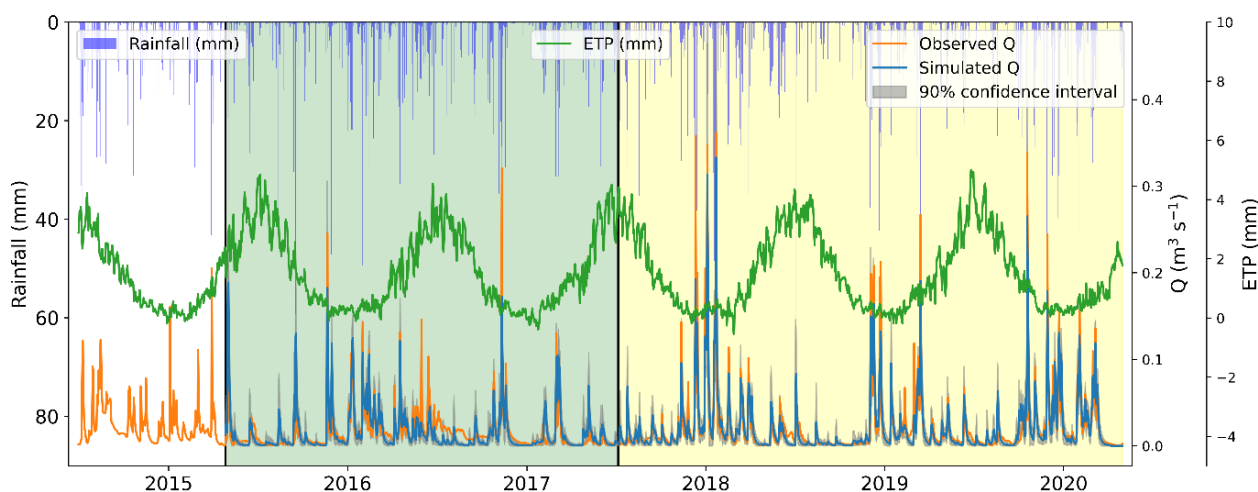


Figure 174– Annexe 9 : Débit mesuré et simulé (Q_{S-prob} et intervalle de confiance) en fonction du temps pour la totalité de la période d'étude. Le fond de couleur indique si la période est en warm-up (fond transparent), calibration (vert) ou en validation (beige).

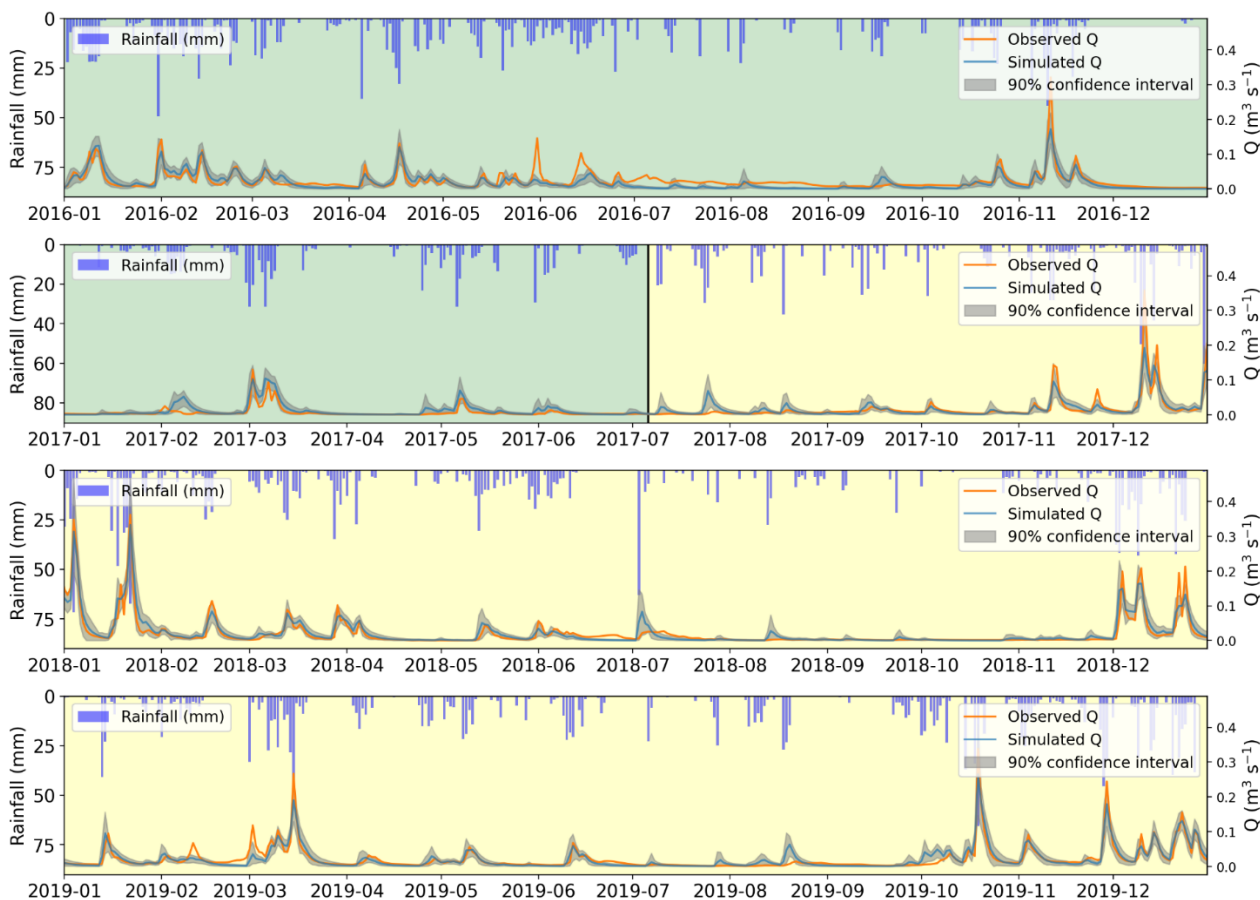


Figure 175 – Annexe 9 : Evolution du débit mesuré et simulé (Q_{S-prob} et intervalle de confiance) en fonction du temps. Chaque partie représente une année civile. Le fond de couleur indique si la période est en calibration (vert) ou en validation (beige).

La Figure 176 montre que de la quantité d'eau cumulée exportée par le système est très proche entre les débits simulés et observés. Cela montre la qualité du modèle pour reproduire la quantité d'eau exportée de la tourbière à une échelle pluriannuelle. La différence de volume exporté entre le cumul de débit simulé et observé est seulement de 1,6 % pour la période de calibration et de 2 % pour la période de validation du modèle.

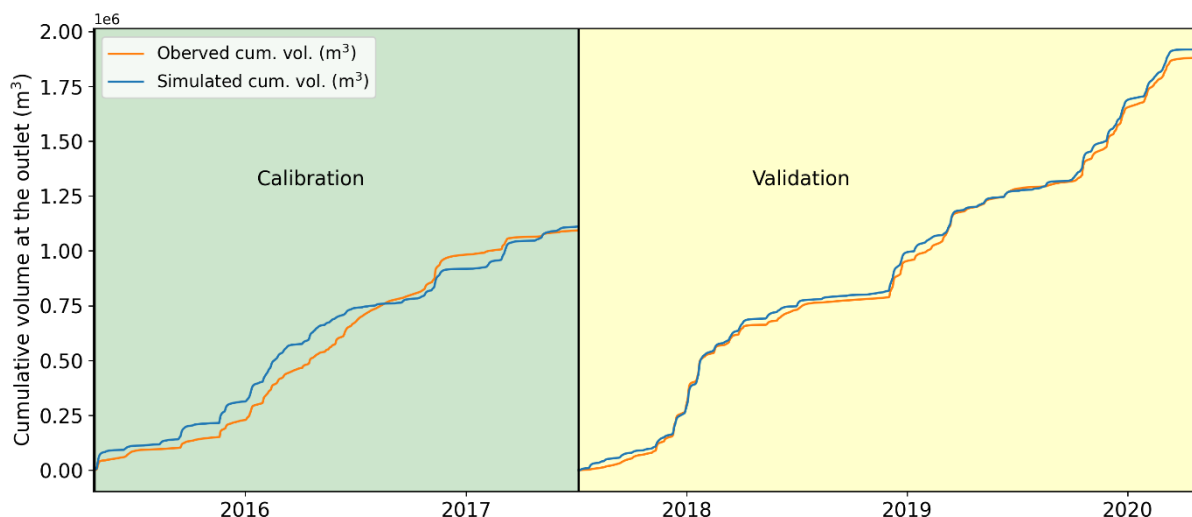


Figure 176 – Annexe 9 : Volume cumulé à l'exutoire de la tourbière sur la période calibration et validation. La comparaison des courbes simulées et observées montre la qualité du modèle pour reproduire la quantité d'eau exportée de la tourbière à une échelle pluriannuelle.

2.2 Mise en évidence d'un réservoir d'eau dynamique

Le niveau d'eau moyen dans le réservoir M est de $5,8 \pm 1,5 \text{ mm m}^{-2}$ (maximum = $8,6 \text{ mm m}^{-2}$) tandis que celui du réservoir E est en moyenne de $14,1 \pm 14,2 \text{ mm m}^{-2}$ (maximum = $88,7 \text{ mm m}^{-2}$) or sur la surface du bassin versant les épaisseurs de tourbe sont de l'ordre de plusieurs mètres. Même en supposant 1 m d'épaisseur de tourbe à l'échelle du BV et une porosité active du catotème de 42 % (Quinton et al., 2008), cela représente 420 mm de hauteur d'eau. Le volume d'eau absolu n'est pas représentatif de la réalité et ceci est probablement dû à la forte inertie générale des transferts d'eau de la tourbière sur le long terme (derniers milliers d'années). Ainsi, le volume d'eau dans les réservoirs E et M représente ce que l'on pourrait appeler le réservoir d'eau « dynamique » à distinguer du volume d'eau total dans la tourbière dont une partie est « immobile » aux échelles de temps considérées et n'intervient pas dans le bilan. Ceci est probable en particulier pour les couches de tourbes les plus profondes, dont le degré d'humification couplé au phénomène de compaction peut conférer à la tourbe un rôle de type aquitard lié à une chute excessive de leur conductivité hydraulique (Mesri and Ajlouni, 2007), quand bien même ce compartiment stockerait une quantité importante d'eau.

À première vue, cette inertie du réservoir profond semble contradictoire avec l'implication de venues profondes karstiques et qui s'exprimeraient jusqu'à l'exutoire au bout de quelques mois, suggérées par le modèle conceptuel de la tourbière proposé par Lhosmot et al. (2021). Cette dichotomie pourrait trouver son explication dans le comportement advectif des arrivées d'eau profondes qui « contaminent » ce réservoir et dont une portion, peut-être plus superficielle, atteint l'exutoire -potentiellement favorisée par les flux latéraux en provenance des tourbières bombées alentours - avant d'être diluée par les précipitations automnales.

2.3 Sensibilité de modèle

La Figure 177 représente la distribution de KGE en fonction des valeurs utilisées par le modèle pour chacun des six paramètres du modèle. Ce type de graphique permet d'évaluer la sensibilité du modèle pour chaque paramètre. En effet, une distribution homogène des points comme c'est le cas pour la surface du BV indique que pour chacune des valeurs de BV dans l'intervalle utilisé, le modèle est capable de reproduire les meilleurs KGE. Au contraire, le modèle est plus sensible aux paramètres α dont la distribution des points est en forme de cloche. Notamment, on peut observer que le KGE diminue lorsque α_{M5} se rapproche de 1, montrant l'importance d'un exposant α élevé (optimum entre 3 et 4), permettant de simuler l'augmentation exponentielle du débit lorsque la tourbière est en période de hautes eaux pour améliorer la qualité du modèle à travers une meilleure modélisation des processus d'écoulement en tourbière (modèle diplotelmique).

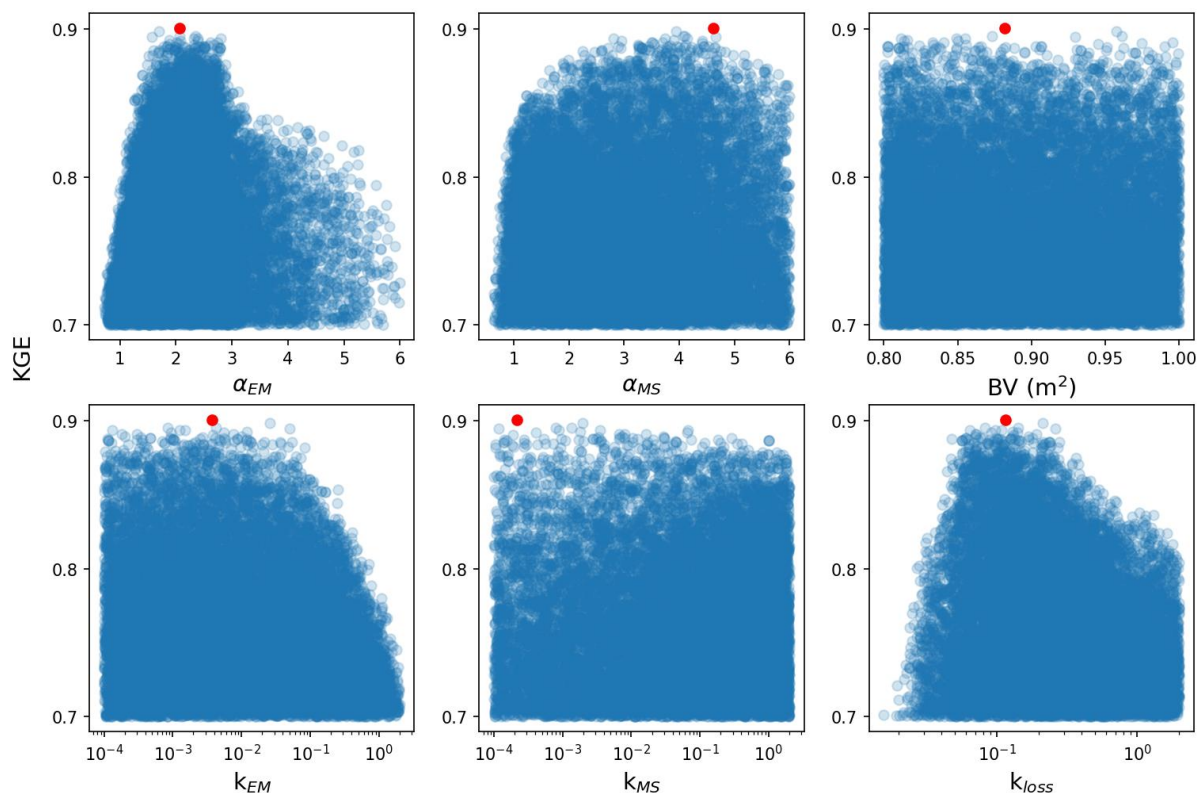


Figure 177– Annexe 9 : Distribution des valeurs de KGE (période de calibration) en fonction des valeurs obtenues pour chaque paramètre parmi les 15973 simulations où le KGE est supérieur à 0.70. Le point rouge correspond à la simulation dont le KGE est le plus haut. L'axe horizontal pour les 3 graphiques du bas est en log.

2.4 Réponse du modèle en période de basses-eaux

Bien que le modèle à l'échelle interannuelle soit un très bon prédicteur du volume d'eau écoulé à l'exutoire du système (Figure 176) et qu'il reproduise bien de manière générale les débits à l'exutoire au cours du temps (KGE entre 0,7 et 0,9), la Figure 175 met en évidence des écarts significatifs entre débits mesurés et modélisés lors des périodes de basses-eaux. Pour les mois de juillet à septembre des années 2017, 2018 et 2019 lors d'évènement pluvieux les débits modélisés montrent une réponse rapide (augmentation) tandis que ceux observés restent stables. À cette période de l'année, la WTD est la plus basse et l'écoulement à l'exutoire résulte probablement en grande partie d'écoulement matricielle dans le catotème. Les évènements pluvieux dans ces conditions se traduisent davantage par une ré-humidification/réhumectation de la tourbe que par une augmentation significative du débit à l'exutoire. KarstMod ne semble pas considérer ces processus comparables à un effet de seuil et donc par essence non linéaires, car il simule systématiquement l'augmentation du débit lors des évènements pluvieux en période de basses-eaux. Néanmoins, en termes de bilan, cette surestimation est très limitée dans la mesure où elle s'applique à des débits encore modestes sur des périodes restreintes à quelques jours.

2.5 Évaluation du Q_{loss}

Q_{loss} suit la même dynamique temporelle que $Q_{observé}$ (Figure 178). Cependant, en période de basses-eaux (juillet à septembre des années 2017, 2018 et 2019), Q_{loss} augmente lors d'évènements pluvieux alors que $Q_{observé}$ reste stable (Figure 179) suggérant donc que Q_{loss} incorpore une partie de la quantité d'eau servant à réhumecter la tourbe en période de basses-eaux.

De plus, le suivi des niveaux d'eau pour la somme des réservoirs E et M simulés par KarstMod montrent qu'il y a un cycle saisonnier mais qu'il n'y a pas d'augmentation comme cela a pu être mesuré dans la zone restaurée (Figure 179). Le logiciel KarstMod ne prend donc pas en considération l'effet de la restauration si

celui-ci est significatif à l'échelle du BV (augmentation de dS sur la totalité du BV sur la période de l'étude) au niveau des réservoirs E et M.

Compte tenu de ces éléments, nous sommes en mesure de proposer quelles peuvent être, dans le contexte de la tourbière, les composantes intégrées dans la variable Q_{loss} (la quantité d'eau qui est rentrée dans le système mais qui ne contribue pas à l'évapotranspiration ou au débit observé en sortie) :

- **Interception par les conifères**

- **Variation du stock d'eau dans la tourbière** qui se traduit par des variations de l'altitude de la nappe.

- **Réhumectation de la tourbe après une période sèche.** Les sphaignes et la tourbe peuvent être desséchés à proximité de la surface et l'apport d'eau va contribuer à réalimenter les tissus amenant à une réorganisation de la porosité (gonflement). Ce gonflement peut être chronique comme par exemple après une restauration hydraulique ou ponctuelle suite à un événement de sécheresse. Cette eau ne sera donc pas « disponible » pour alimenter les flux en direction de l'exutoire.

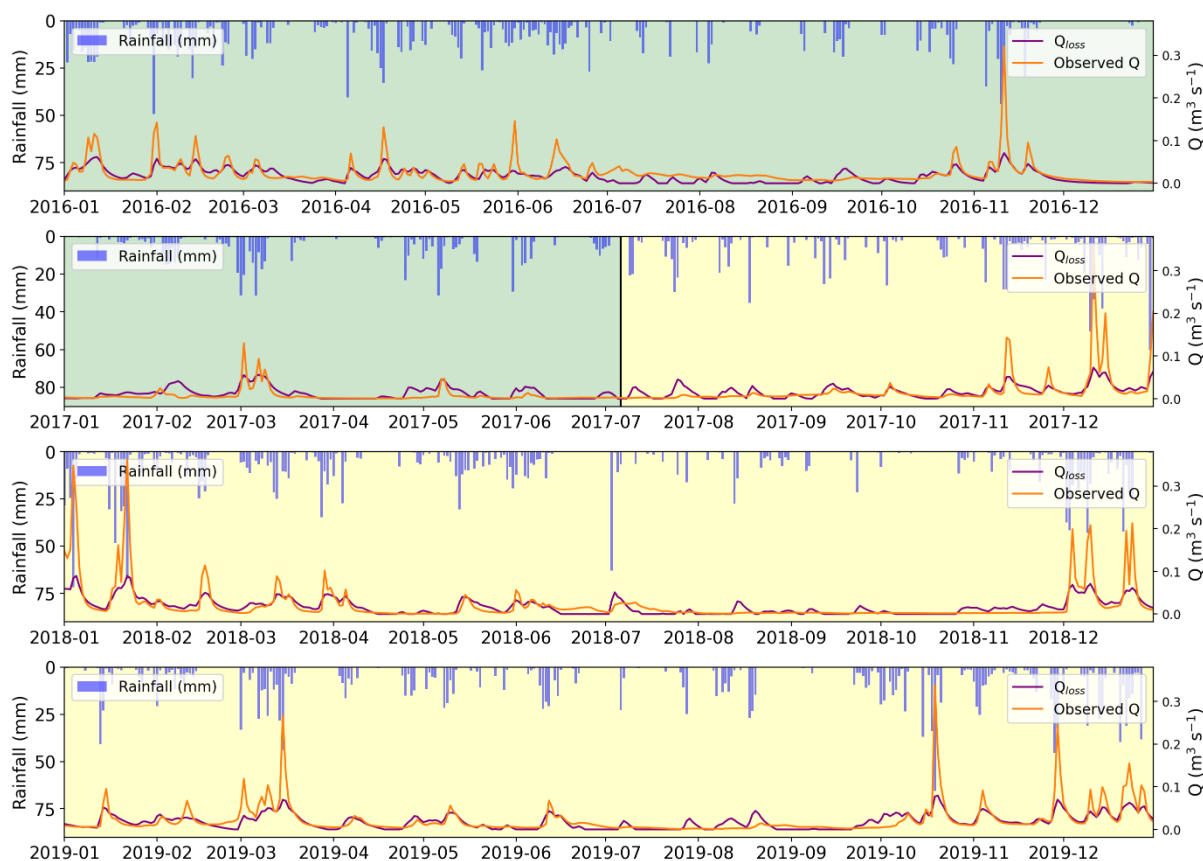


Figure 178– Annexe 9 : Évolution du débit mesuré et du Q_{loss} en fonction du temps. Chaque partie représente une année civile. Le fond de couleur indique si la période est en calibration (vert) ou en validation (beige).

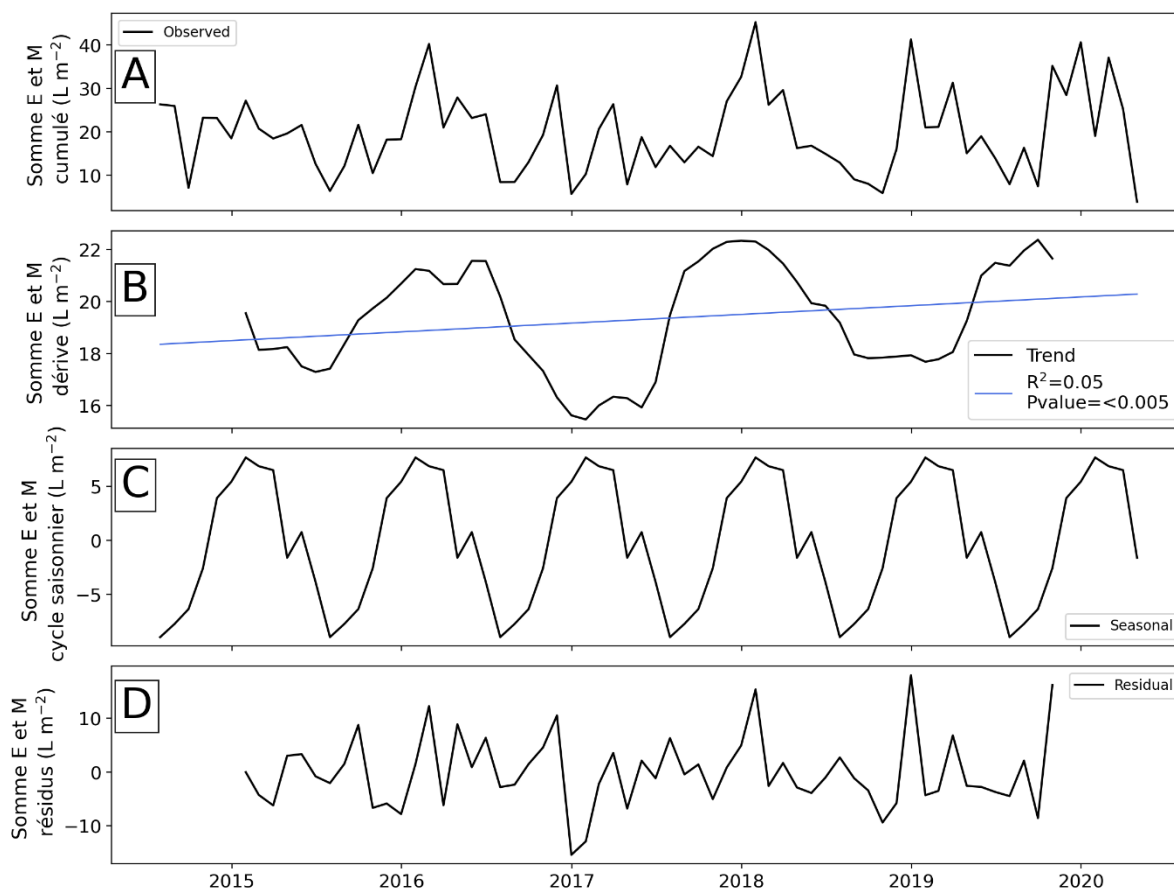


Figure 179– Annexe 9 : Décomposition du signal de la courbe cumulée du de la moyenne mensuelle de la somme du niveau d'eau dans les réservoirs E et M du modèle KarstMod avec la fonction seasonal décomposée. Le signal d'entrée est décomposé en trois signaux : 1) la tendance long terme, 2) un cycle saisonnier et 3) les résidus. La somme de ces trois signaux permet de reconstruire la courbe cumulée du Δ stock mensuel (modèle dit additif).

Références

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>

Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., Bertin, D., 2019. KarstMod: A modelling platform for rainfall - discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environmental Modelling & Software* 122, 103927. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015>

Mesri, G., Ajlouni, M., 2007. Engineering Properties of Fibrous Peats. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 133, 850–866. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2007\)133:7\(850\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2007)133:7(850))

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? *Journal of Hydrology* 303, 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>

Annexe 10 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : alcalinité mesurée par Gran-Titration en fonction de la somme des cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , et Sr^{2+})

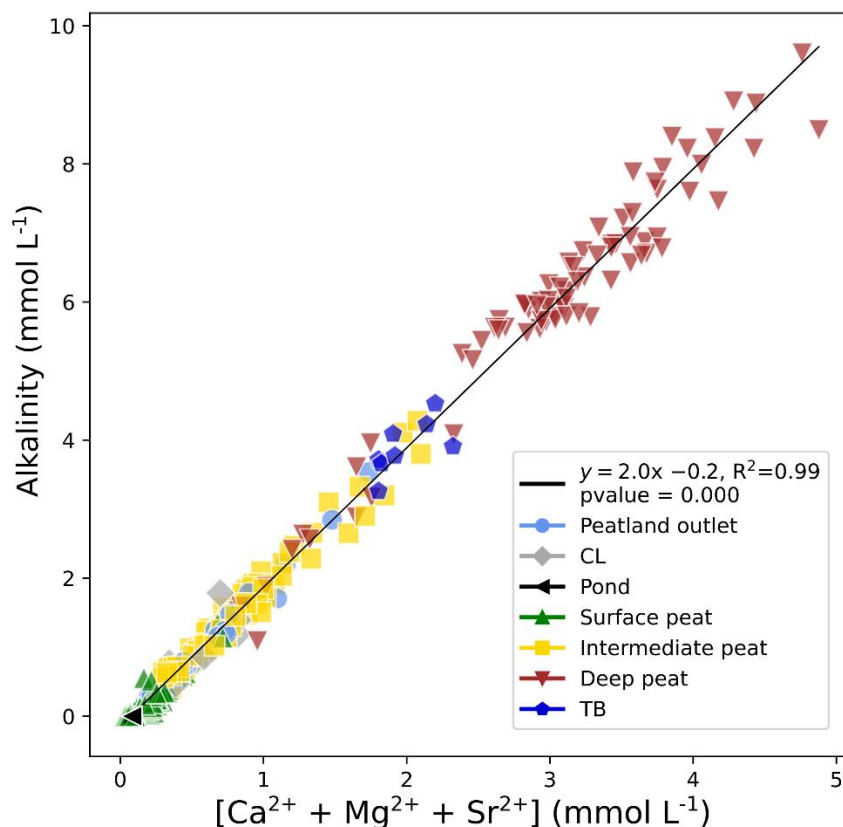


Figure 180 - Annexe 10 : Alkalinity measured by Gran-titration as a function of the sum of concentration of (Ca^{2+} , Mg^{2+} , and Sr^{2+}) for peat pore and Jurassic karst aquifer waters, for all sampling campaigns. Concentrations are expressed in mmol L^{-1}

Annexe 11 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. *Hydrological Processes* : description du modèle de mélange.

S1. Assessing the role of cation exchange

As the Cation Exchange Capacity (CEC) of *Sphagnum* is known to be high (Bertrand et al., 2012; Gogo et al., 2010; Rydin et al., 2006), we compared F_i^{Sr} values obtained with two distinct mixing models between the atmospheric and carbonate end members, one based on Na/Sr, and the other on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (Fig. S1). Running these two models in parallel for 10,000 times each, we observed that the median of the differences in outputs between the two models calculated was lower than 10 % in terms of F_i^{Sr} values (Q75 < 15%). Similarly, Santoni et al. (2021) find the same magnitude of difference for end-members contributions using independently distinct tracers. This tracer comparison suggests that CEC was not a major process and therefore validating the further use of elemental ratios as a tracer in this study.

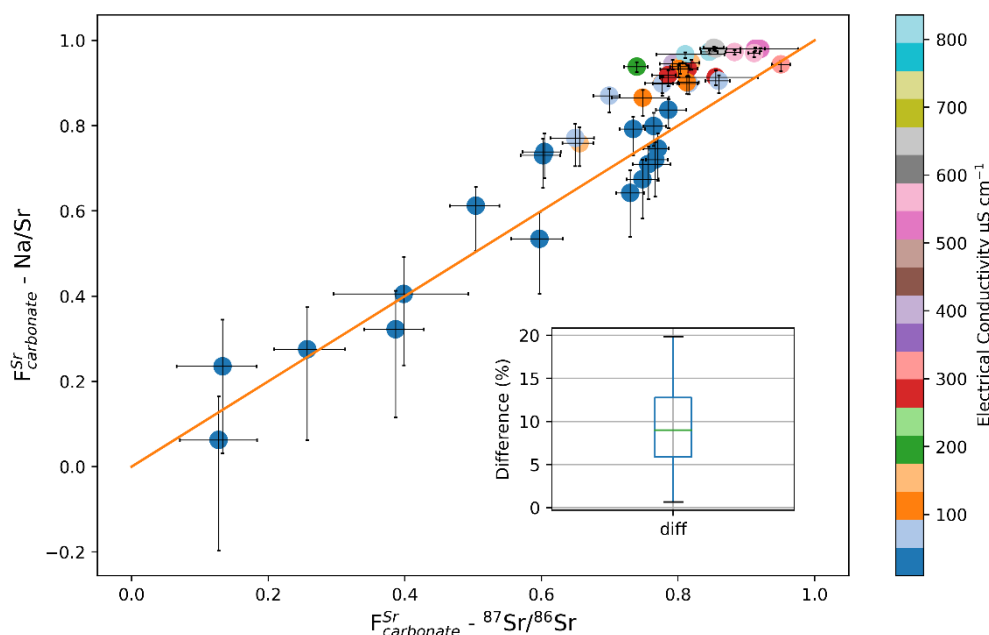


Figure 181 - Annexe 11 : Comparison of carbonate contribution to dissolved Sr using two different geochemical tracers (Na/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 10 000° simulations). The orange line represents the 1:1 line.

S2. Uncertainty propagation through the mixing model using a Monte Carlo approach

The mixing model laid out in the main text (Eqs. 3-5) was solved 10,000 times for each sample, allowing for an estimation of associated uncertainties using a Monte Carlo approach. For each of the 10 000 simulations, the value of each input parameter was randomly sampled. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the silicate end member was drawn from a normal distribution characterized by the mean and standard deviation of the two residues of the leaching of the Quaternary sediment (QS) sample. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and elemental ratio of the atmospheric end member were drawn from a normal distribution centered on the mean of our own compilation of rainfall data in the neighboring Massif Central, Plateau Lorrain, and Vosges Mountains regions. We used the standard error - in other words, the uncertainty on the mean - as a measure of the standard deviation of each ratio for this distribution. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Na/Sr ratios of the carbonate end members were drawn from a uniform distribution with minimum and maximum values corresponding to the range obtained over the Ac. Ac. and HCl leachates of the Cretaceous limestone and Ac. Ac. leachate of the

Quaternary Sediment. The Mg/Sr ratio of the QS end member was drawn from a uniform distribution over the range of values obtained from the residue of the TB sample (Jurassic aquifer).

For each simulation the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and elemental ratios of each water sample were also randomly sampled with a normal distribution. The interval for the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ was defined using the mean and the analytical 95 % confidence interval and that of the elemental ratios with the mean and the difference between the minimal and the maximal ratios estimated with the analytic uncertainty.

All simulations yielding at least one elemental contribution below 0 or above 1 were deleted. The number of "valid" simulations is provided along with simulations results in Supplementary Material 5.

References

- Bertrand, G., Goldscheider, N., Gobat, J.-M., Hunkeler, D., 2012. Review: From multi-scale conceptualization to a classification system for inland groundwater-dependent ecosystems. *Hydrogeol J* 20, 5–25. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0791-5>
- Gogo, S., Shreeve, T.G., Pearce, D.M.E., 2010. Geochemistry of three contrasting British peatlands: Complex patterns of cation availability and implications for microbial metabolism. *Geoderma* 158, 207–215. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.04.031>
- Rydin, H., Jeglum, J.K., Hooijer, A., 2006. The biology of peatlands, The biology of habitats. Oxford University Press, Oxford ; New York.
- Santoni, S., Garel, E., Gillon, M., Marc, V., Miller, J., Babic, M., Simler, R., Travi, Y., Leblanc, M., Huneau, F., 2021. Assessing the hydrogeological resilience of a groundwater-dependent Mediterranean peatland: Impact of global change and role of water management strategies. *Science of the Total Environment* 11. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144721>

Annexe 12 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : concentration en éléments traces et majeurs et signature isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) des différents phases dissoutes des roches [doi:10.25666/DATAUBFC-2022-04-01-02](https://doi.org/10.25666/DATAUBFC-2022-04-01-02).

Sample	Type	Concentration in rock samples (in ppm relative to total rock mass)											
		Li	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe
Quaternary marl (QS-1)													
QS-1_H2O leachate	H ₂ O leachate	0,198	30,08	44	237,75	466,01	64,7	574,8	3,293	0,809	0,368	0,512	207,056
QS-1_Ac. Ac. leachate	Ac. Ac. leachate	0,199	34	4216	217,8	99,9	<LQ	73069	<LD	4,270	0,890	36	295
QS-1_HCl leachate	HCl leachate	3,099	34	6513	4036,4	1681,8	121,7	17892	2,398	14,958	5,060	25	4337
QS-1_Residue	Residue	31,42	2868	1384	11883	NA	7621	2022	4168	69,058	64,392	78	19909
QS-1_Bulk	Bulk	34,9	2966,1	12156,5	16375,0	2247,8	7807,7	93558,1	4174,1	89,1	70,7	139,3	24747,9
Quaternary marl (QS-2)													
QS-2_H2O leachate	H ₂ O leachate	0,135	8	38,3	121,71	243,43	<LQ	590	1,611	0,523	0,181	0,250	101,514
QS-2_Ac. Ac. leachate	Ac. Ac. leachate	0,194	25,685	3610	172,7	105,9	<LQ	59528	<LQ	2,230	0,547	30	138
QS-2_HCl leachate	HCl leachate	3,440	31	5984	4367,9	1925,0	133,0	17858	3,100	20,487	4,553	24	4894
QS-2_Residue	Residue	28,24	2754	1069	7382	NA	7313	1818	3796	56,064	55,715	58,50	14207
QS-2_Bulk	Bulk	32,01	2819,09	10700,84	12044,58	2274,26	7445,60	79793,89	3800,32	79,30	61,00	112,34	19340,49
Cretaceous Limestone (CC)													
CC_H2O leachate	H ₂ O leachate	<LQ	4	8,39	8,16	<LQ	58,9	194,52	<LD	0,251	<LQ		5,078
CC_Ac. Ac. leachate	Ac. Ac. leachate	<LD	65	1757	95	<LQ	<LD	336337	<LD	3,562	4,631	71,1	3020
CC_HCl leachate	HCl leachate	<LD	40	477	267	575	<LD	73529	<LD	3,501	2,522	17,1	1281
CC_Residue	Residue	2,2	35	650	2699	NA	1514	11899	139	23,10	19,46	6	5526
CC_Bulk	Bulk	2,2	144,1	2892,5	3068,9	574,6	1572,7	421960,6	138,8	30,4	26,6	94,3	9831,2
Sample	Type	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce
Quaternary marl (QS-1)													
QS-1_H2O leachate	H ₂ O leachate	<LD	<LQ	<LQ	0,409	0,212	0,325	0,467	0,061	<LD	0,470	0,086	0,188
QS-1_Ac. Ac. leachate	Ac. Ac. leachate	<LQ	0,991	<LQ	1,51	0,649	<LD	44,42	1,796	<LD	12,022	2,459	5,441
QS-1_HCl leachate	HCl leachate	2,362	6,520	1,639	16,031	1,353	0,945	12,52	6,398	<LD	13,168	6,942	16,532
QS-1_Residue	Residue	<LQ	18,384	<LQ	33,28	16,705	<LD	15,96	1,807	19,287	65,64	2,277	6,128
QS-1_Bulk	Bulk	2,4	25,9	1,6	51,2	18,9	1,3	73,4	10,1	19,3	91,3	11,8	28,3
Quaternary marl (QS-2)													
QS-2_H2O leachate	H ₂ O leachate	<LD	<LQ	<LQ	0,225	<LQ	<LQ	0,493	0,032	<LD	0,305	0,042	0,089
QS-2_Ac. Ac. leachate	Ac. Ac. leachate	<LQ	0,920	<LQ	1,293	0,364	<LD	36,10	0,789	<LD	9,806	0,963	1,944
QS-2_HCl leachate	HCl leachate	2,219	7,963	2,505	18,477	1,492	1,082	12,45	6,904	<LD	14,998	7,615	17,394
QS-2_Residue	Residue	<LD	<LQ	<LQ	31,305	10,621	<LD	14,347	1,637	19,048	54,67	1,943	5,328
QS-2_Bulk	Bulk	2,22	8,88	2,50	51,30	12,48	1,08	63,38	9,36	19,05	79,78	10,56	24,75
Cretaceous Limestone (CC)													
CC_H2O leachate	H ₂ O leachate	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,431	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
CC_Ac. Ac. leachate	Ac. Ac. leachate	<LD	<LD	<LD	2,565	<LD	<LD	271,973	1,897	<LD	2,004	1,800	3,179
CC_HCl leachate	HCl leachate	<LD	<LD	<LQ	2,065	<LD	<LD	66,225	1,602	<LD	<LQ	1,086	2,459
CC_Residue	Residue	<LD	1,889	<LQ	9,689	3,418	7,402	11,642	0,555	1,264	5,89	0,85	1,629
CC_Bulk	Bulk	0,0	1,9	0,0	14,3	3,4	7,4	350,3	4,1	1,3	7,9	3,7	7,3

Sample	Concentration in rock samples (in ppm relative to total rock mass)											
	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	
Quaternary marl (QS-1)												
QS-1_H2O leachate	0,021	0,083	0,018	0,004	0,016	<LQ	0,013	<LQ	0,006	<LQ	0,006	
QS-1_Ac. Ac. leachate	0,606	2,584	0,576	0,125	0,549	0,071	0,344	0,062	0,155	0,018	0,107	
QS-1_HCl leachate	1,854	7,371	1,653	0,351	1,582	0,239	1,303	0,237	0,653	0,084	0,517	
QS-1_Residue	0,750	3,039	0,684	0,154	0,653	<LQ	0,775	0,172	0,532	<LQ	0,572	
QS-1_Bulk	3,2	13,1	2,9	0,6	2,8	0,3	2,4	0,5	1,3	0,1	1,2	
Quaternary marl (QS-2)												
QS-2_H2O leachate	0,010	0,041	0,009	<LQ	0,008	<LQ	0,007	<LQ	0,004	<LD	0,003	
QS-2_Ac. Ac. leachate	0,225	0,981	0,220	0,050	0,223	0,028	0,135	0,025	0,062	0,007	0,043	
QS-2_HCl leachate	1,871	7,414	1,639	0,350	1,639	0,242	1,307	0,244	0,668	0,085	0,521	
QS-2_Residue	0,679	2,758	0,665	<LQ	0,588	<LQ	0,683	<LQ	0,453	<LQ	0,453	
QS-2_Bulk	2,79	11,19	2,53	0,40	2,46	0,27	2,13	0,27	1,19	0,09	1,02	
Cretaceous Limestone (CC)												
CC_H2O leachate	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	
CC_Ac. Ac. leachate	0,349	1,302	0,263	0,057	0,258	0,041	0,245	0,055	0,169	<LQ	0,171	
CC_HCl leachate	0,324	1,393	0,316	0,068	0,319	0,042	0,230	0,042	0,117	<LQ	0,075	
CC_Residue	0,188	0,69	0,13	0,027	0,106	0,015	0,092	0,018	0,057	<LQ	0,054	
CC_Bulk	0,9	3,4	0,7	0,2	0,7	0,1	0,6	0,1	0,3	0,0	0,3	
Sample	Concentration in rock samples				mmol/mol	mol/mol	mol/mol	mol/mol	mol/mol	mol/mol	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	s.d.
	Lu	Pb	Th	U	Sr/Ca	Na/Ca	Mg/Ca	Ca/Sr	Na/Sr	Mg/Sr		
Quaternary marl (QS-1)												
QS-1_H2O leachate	<LD	0,145	<LQ	0,025	0,37	0,091	0,13	2690	245	339	0,708362	0,000006
QS-1_Ac. Ac. leachate	0,015	3,310	0,199	0,628	0,28	0,001	0,10	3596	3	342	0,707431	0,000003
QS-1_HCl leachate	0,072	9,089	0,070	0,373	0,32	0,003	0,60	3123	10	1875	0,707942	0,000004
QS-1_Residue	<LQ	4,635	<LQ	1,894	3,61	2,473	1,13	277	685	313	0,722762	0,000007
QS-1_Bulk	0,1	17,2	0,3	2,9	0,36	0,055	0,21	2788	154	597	0,710859	0,000004
Quaternary marl (QS-2)												
QS-2_H2O leachate	<LD	0,068	<LQ	0,019	0,38	0,024	0,11	2618	63	280	0,708269	0,000013
QS-2_Ac. Ac. leachate	0,006	1,440	<LQ	0,519	0,28	0,001	0,10	3605	3	361	0,707452	0,000005
QS-2_HCl leachate	0,073	10,900	<LQ	0,486	0,32	0,003	0,55	3137	9	1733	0,710510	0,000026
QS-2_Residue	<LQ	4,562	<LD	1,846	3,61	2,642	0,97	277	732	269	0,721910	0,000009
QS-2_Bulk	0,08	16,97	0,00	2,87	0,36	0,062	0,22	2752	170	609	0,711331	0,000010
Cretaceous Limestone (CC)												
CC_H2O leachate	<LD	<LD	<LD	0,003	1,01	0,033	0,07	987	33	70	0,708748	0,000006
CC_Ac. Ac. leachate	<LQ	2,279	<LQ	0,172	0,37	0,000	0,01	2704	1	23	0,707472	0,000018
CC_HCl leachate	<LQ	0,740	0,395	0,152	0,41	0,001	0,01	2427	2	26	0,707497	0,000000
CC_Residue	<LQ	0,953	0,316	0,090	0,45	0,005	0,0901	2234	12	201	0,711970	0,000028
CC_Bulk	0,0	4,0	0,7	0,4	0,38	0,001	0,01	2634	2	30	0,707628	0,000015

Annexe 13 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a.
Hydrological Processes : paramètres physico-chimiques et signature isotopique du strontium des eaux, et résultat du modèle de mélange (campagnes de Juillet 2020 et Février 2021).

Annexe 13 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : paramètres physico-chimiques et signature isotopique du strontium des eaux, et résultat du modèle de mélange (campagnes de Juillet 2020 et Février 2021).

Date	Sample	Type of water	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (95% CI)	HCO_3^- (mmol L ⁻¹)	Ca^{2+} (mmol L ⁻¹)	Mg^{2+} (mmol L ⁻¹)	Sr^{2+} (mmol L ⁻¹)	Na^{+2} (mmol L ⁻¹)	EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	pH	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Na/Sr	Ca/Sr	Mg/Sr	Number of validate simulations	Date	Sample
2020-07-21	O_Central	Outlet	0.70819	0.00004	1.79	0.86	0.039	0.00032	0.02	191.5	6.2	-7.5	-50	59	2697	121	9990	2020-07-21	O_Central
2020-07-21	BM1surf	Surface peat layer	0.70810	0.00006	1.15	0.56	0.032	0.00023	0.02	115.5	6.5	-7.7	-48	94	2450	142	9877	2020-07-21	BM1surf
2020-07-21	BM12surf	Surface peat layer	0.70820	0.00005	0.46	0.24	0.017	0.00009	0.02	43.5	5.7	-8.3	-56	202	2731	192	7605	2020-07-21	BM12surf
2020-07-21	BM13surf	Surface peat layer	0.70990	0.00007	0.00	0.02	0.006	0.00002	0.02	27.9	4.2	-8.1	-56	927	1234	300	1537	2020-07-21	BM13surf
2020-07-21	PP1	Deep peat layer	0.70803	0.00005	3.95	1.67	0.075	0.00062	0.03	414.0	6.1	-8.8	-61	54	2713	122	9983	2020-07-21	PP1
2020-07-21	PP2	Intermediate peat layer	0.70842	0.00002	0.99	0.47	0.017	0.00017	0.04	134.0	5.3	-8.4	-58	233	2808	102	3858	2020-07-21	PP2
2020-07-21	PP3	Surface peat layer	0.70884	0.00004	0.17	0.14	0.011	0.00006	0.02	31.3	5.2	-8.1	-53	377	2276	191	7623	2020-07-21	PP3
2020-07-21	TV1	Deep peat layer	0.70770	0.00006	5.63	2.51	0.102	0.00148	0.03	527.0	6.2	-9.2	-61	20	1696	69	9765	2020-07-21	TV1
2020-07-21	TV2	Intermediate peat layer	0.70801	0.00003	1.37	0.70	0.052	0.00038	0.02	138.2	5.7	-8.3	-52	61	1828	135	9970	2020-07-21	TV2
2020-07-21	TV3	Surface peat layer	0.70811	0.00004	0.13	0.20	0.020	0.00011	0.02	47.4	4.7	-8.4	-55	194	1709	171	6776	2020-07-21	TV3
2020-07-21	TV4	Deep peat layer	0.70789	0.00001	8.26	3.90	0.106	0.00151	0.04	836.0	6.3	-9.1	-59	28	2589	71	9182	2020-07-21	TV4
2020-07-21	TV5	Intermediate peat layer	0.70797	0.00001	1.57	0.67	0.043	0.00039	0.02	170.0	5.8	-8.9	-58	53	1735	111	9973	2020-07-21	TV5
2020-07-21	TV6	Surface peat layer	0.70797	0.00002	0.34	0.31	0.023	0.00018	0.02	51.5	4.9	-8.3	-55	98	1668	124	9580	2020-07-21	TV6
2020-07-21	TV9surf	Surface peat layer	0.70856	0.00002	0.16	0.15	0.010	0.00008	0.02	25.8	5.0	-8.5	-55	248	1954	139	8504	2020-07-21	TV9surf
2020-07-21	TV12surf	Surface peat layer	0.70831	0.00004	0.42	0.26	0.019	0.00014	0.02	53.2	4.9	-7.6	-51	134	1918	142	9823	2020-07-21	TV12surf
2020-07-21	A	Deep peat layer	0.70779	0.00003	5.89	2.72	0.125	0.00128	0.04	566.0	6.3	-9.0	-61	28	2124	98	9991	2020-07-21	A
2020-07-21	B	Intermediate peat layer	0.70788	0.00027	1.48	0.77	0.024	0.00032	0.03	280.0	6.1	-8.9	-61	83	2404	75	3492	2020-07-21	B
2020-07-21	C	Deep peat layer	0.70787	0.00006	6.74	3.09	0.144	0.00160	0.02	665.0	6.4	-9.0	-62	21	1930	90	5273	2020-07-21	C
2020-07-21	D	Intermediate peat layer	0.70798	0.00002	2.03	1.05	0.081	0.00032	0.02	267.4	6.8	-8.4	-57	65	3313	258	9934	2020-07-21	D
2021-02-24	O_Left	Outlet	0.70810	0.00003	0.54	0.30	0.019	0.00012	0.03	42.6	7.0	-9.7	-65	246	2432	156	3097	2021-02-24	O_Left
2021-02-24	O_Right	Outlet	0.70822	0.00006	0.31	0.19	0.014	0.00008	0.03	21.5	7.0	-9.6	-65	347	2425	181	1116	2021-02-24	O_Right
2021-02-24	O_Central	Outlet	0.70813	0.00012	0.45	0.26	0.017	0.00010	0.03	33.4	7.4	-9.6	-69	283	2516	169	2096	2021-02-24	O_Central
2021-02-24	BM1surf	Surface peat layer	0.70810	0.00002	0.45	0.28	0.017	0.00011	0.03	45.8	7.2	-9.5	-69	272	2451	155	1866	2021-02-24	BM1surf
2021-02-24	BM12surf	Surface peat layer	0.70955	0.00009	0.00	0.02	0.005	0.00003	0.02	47.2	4.3	-9.6	-69	706	855	181	4188	2021-02-24	BM12surf
2021-02-24	BM13surf	Surface peat layer	0.70991	0.00013	0.00	0.04	0.005	0.00004	0.03	42.0	4.1	-7.9	-56	737	797	123	185	2021-02-24	BM13surf
2021-02-24	GBsurf	Surface peat layer	0.70911	0.00038	0.00	0.04	0.005	0.00003	0.02	15.0	4.4	-9.5	-67	581	1424	156	2872	2021-02-24	GBsurf
2021-02-24	TV1	Deep peat layer	0.70769	0.00025	6.01	2.83	0.113	0.00167	0.04	510.0	6.7	-8.9	-64	21	1696	68	5266	2021-02-24	TV1
2021-02-24	TV2	Intermediate peat layer	0.70808	0.00002	0.70	0.43	0.021	0.00022	0.02	75.7	5.5	-8.1	-59	100	1945	97	9371	2021-02-24	TV2
2021-02-24	TV3	Surface peat layer	0.70817	0.00005	0.11	0.20	0.016	0.00012	0.04	35.0	4.4	-8.2	-59	315	1738	142	1377	2021-02-24	TV3
2021-02-24	TV4	Deep peat layer	0.70795	0.00022	7.73	3.63	0.098	0.00138	0.05	820.0	6.6	-9.0	-63	33	2636	71	7039	2021-02-24	TV4
2021-02-24	TV5	Intermediate peat layer	0.70803	0.00004	1.40	0.73	0.028	0.00040	0.03	124.0	7.8	-8.8	-63	67	1819	70	2299	2021-02-24	TV5
2021-02-24	TV6	Surface peat layer	0.70806	0.00008	0.24	0.24	0.017	0.00014	0.02	34.6	5.1	-8.9	-63	156	1712	125	7887	2021-02-24	TV6
2021-02-24	TV9surf	Surface peat layer	0.70857	0.00013	0.08	0.10	0.006	0.00005	0.02	9.9	5.0	-9.7	-68	454	2071	126	1321	2021-02-24	TV9surf
2021-02-24	TV12surf	Surface peat layer	0.70856	0.00003	0.19	0.19	0.016	0.00010	0.03	36.7	5.1	-8.1	-55	260	1916	158	8808	2021-02-24	TV12surf
2021-02-24	A	Deep peat layer	0.70771	0.00003	6.02	2.86	0.133	0.00135	0.04	547.7	6.5	-8.8	-63	31	2120	99	9952	2021-02-24	A
2021-02-24	B	Intermediate peat layer	0.70817	0.00013	1.05	0.59	0.015	0.00023	0.03	114.4	5.7	-8.6	-61	133	2568	66	104	2021-02-24	B
2021-02-24	C	Deep peat layer	0.70786	0.00005	7.08	3.18	0.155	0.00173	0.03	660.0	6.5	-8.8	-63	19	1846	90	3408	2021-02-24	C
2021-02-24	D	Intermediate peat layer	0.70797	0.00003	1.33	0.67	0.063	0.00022	0.02	127.0	6.2	-9.2	-65	96	3015	287	9550	2021-02-24	D
2021-02-24	CL	Karst sinkhole	0.70786	0.00005	0.83	0.48	0.017	0.00025	0.02	74.2	6.8	-9.8	-69	94	1928	68	2705	2021-02-24	CL
2021-02-24	PP1	Deep peat layer	0.70808	0.00005	2.41	1.14	0.055	0.00041	0.03	279.5	6.1	-8.7	-60	81	2809	136	9931	2021-02-24	PP1
2021-02-24	PP2	Intermediate peat layer	0.70844	0.00007	0.53	0.28	0.012	0.00013	0.03	63.1	5.3	-8.5	-58	222	2137	93	1672	2021-02-24	PP2
2021-02-24	PP3	Surface peat layer	0.70917	0.00005	0.00	0.04	0.005	0.00003	0.02	9.8	5.5	-9.8	-67	663	1464	184	2803	2021-02-24	PP3
2021-02-24	TB	Jurassic karst aquifer	0.70760	0.00005	3.66	1.64	0.186	0.00047	0.03	326.4	7.4	-9.6	-65	56	3487	397	1584	2021-02-24	TB
MAX			0.70991	0.00038	8.26	3.90	0.186	0.00173	0.05	836.0	7.8	-7.5	-48	927	3487	397	9991	MAX	
MIN			0.70760	0.00001	0.00	0.02	0.005	0.00002	0.02	9.8	4.1	-9.8	-69	19	797	66	104	MIN	
MEAN			0.70825	0.00007	1.95	0.94	0.046	0.00043	0.03	201.8	5.9	-8.8	-60	208	2130	141	5889.1	MEAN	
MEDIAN			0.70810	0.00005	0.83	0.47	0.020	0.00022	0.03	75.7	6.1	-8.8	-61	100	2071	126	6776	MEDIAN	

Annexe 13 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : paramètres physico-chimiques et signature isotopique du strontium des eaux, et résultat du modèle de mélange (campagnes de Juillet 2020 et Février 2021).

Contribution of Carbonate, Silicate, and Atmospheric end-members to dissolved Sr																						
Date	Sample	Sum of median (D50) contribution of end-members	F _{Carbonate Sr D50}	F _{Carbonate Sr D25}	F _{Carbonate Sr 75}	F _{Carbonate Sr D50-D25}	F _{Carbonate Sr D75-D50}	F _{Carbonate Sr mean}	F _{Carbonate Sr e std}	F _{Silicate D50}	F _{Silicate D25}	F _{Silicate D75}	F _{Silicate D50-D25}	F _{Silicate D75-D50}	F _{Silicate Sr mean}	F _{Silicate Sr std}	F _{Atmosphere Sr D50}	F _{Atmosphere Sr D25}	F _{Atmosphere Sr D75}	F _{Atmosphere Sr D50-D25}	F _{Atmosphere Sr mean}	F _{Atmosphere Sr std}
2020-07-21	O_Central	100,0	92,9	92,2	93,4	0,7	0,5	92,6	1,3	4,1	3,8	4,4	0,3	0,3	4,1	0,5	3,0	2,3	3,9	0,7	3,3	1,6
2020-07-21	BM1surf	99,9	89,7	88,1	90,8	1,6	1,1	89,2	2,4	2,6	2,2	3,0	0,5	0,4	2,6	0,7	7,7	6,2	9,6	1,4	2,0	8,3
2020-07-21	BM12surf	100,0	80,2	77,7	82,3	2,5	2,1	79,9	3,3	1,4	0,8	2,0	0,6	0,6	1,4	0,7	18,3	15,8	21,4	2,6	3,1	18,7
2020-07-21	BM18surf	100,0	24,3	18,4	30,2	5,9	24,4	8,4	8,4	2,5	1,3	4,0	1,2	1,5	2,8	1,8	73,1	66,2	80,0	7,0	6,9	72,9
2020-07-21	PP1	100,0	93,7	93,0	94,3	0,7	0,5	93,5	1,3	3,0	2,7	3,3	0,3	0,3	3,0	0,5	3,2	2,6	4,1	0,7	0,9	3,6
2020-07-21	PP2	100,0	77,3	74,3	79,8	3,0	2,5	76,8	4,0	2,5	1,8	3,0	0,7	0,6	2,4	0,9	20,2	17,2	23,9	3,0	3,6	20,8
2020-07-21	PP3	100,0	62,7	58,1	66,8	4,6	4,1	62,3	6,1	2,6	1,5	3,6	1,1	1,0	2,6	1,3	34,7	29,7	40,3	5,0	5,6	35,2
2020-07-21	TV1	100,0	97,7	97,5	97,9	0,2	0,2	97,6	0,4	1,3	1,0	1,7	0,3	0,3	1,3	0,5	0,9	0,6	1,3	0,3	0,4	1,0
2020-07-21	TV2	100,0	93,1	92,3	93,8	0,9	0,6	92,8	1,5	2,7	2,4	2,9	0,3	0,2	2,6	0,4	4,1	3,3	5,3	0,8	1,1	4,5
2020-07-21	TV3	100,0	81,5	79,5	83,4	2,1	1,9	81,4	2,9	1,0	0,6	1,5	0,5	0,5	1,1	0,6	17,5	15,1	19,9	2,4	2,4	17,6
2020-07-21	TV4	100,0	96,6	96,4	96,8	0,2	0,2	96,6	0,4	2,6	2,4	2,7	0,2	0,1	2,6	0,2	0,8	0,5	1,1	0,2	0,3	0,9
2020-07-21	TV5	100,0	93,9	93,2	94,5	0,8	0,5	93,7	1,3	2,5	2,3	2,7	0,2	0,2	2,5	0,3	3,5	2,8	4,4	0,6	0,9	3,8
2020-07-21	TV6	100,0	89,5	87,9	90,8	1,6	1,3	89,1	2,2	1,7	1,3	2,0	0,4	0,3	1,6	0,5	8,8	7,3	10,8	1,5	2,0	9,3
2020-07-21	TV9surf	100,0	74,4	70,6	77,4	3,7	3,0	73,7	4,9	2,9	2,1	3,6	0,8	0,7	2,8	1,1	22,7	19,0	27,2	3,7	4,5	23,5
2020-07-21	TV12surf	100,0	85,3	83,1	87,0	2,3	1,7	84,6	3,3	3,3	2,8	3,8	0,6	0,4	3,2	0,8	11,3	9,3	14,0	2,0	2,7	12,1
2020-07-21	A	100,0	96,8	96,5	97,1	0,3	0,2	96,7	0,6	1,8	1,7	2,0	0,2	0,2	1,8	0,3	1,3	1,0	1,7	0,3	0,4	1,4
2020-07-21	B	99,8	91,7	90,6	92,6	1,1	0,9	91,5	1,7	1,4	0,7	2,2	0,7	0,8	1,5	1,1	6,7	5,6	8,1	1,1	1,3	7,0
2020-07-21	C	100,0	97,4	97,2	97,5	0,2	0,2	97,3	0,3	2,3	2,1	2,5	0,2	0,2	2,3	0,3	0,3	0,1	0,5	0,2	0,2	0,4
2020-07-21	D	100,0	92,7	91,7	93,5	1,0	0,7	92,3	1,7	2,4	2,1	2,6	0,3	0,2	2,3	0,4	4,9	4,0	6,1	0,9	1,3	5,3
2021-02-24	O_Left	100,0	79,2	77,6	80,8	1,6	1,6	79,1	2,4	0,5	0,3	0,9	0,3	0,3	0,6	0,4	20,3	18,4	22,1	1,9	1,8	20,3
2021-02-24	O_Right	100,0	73,1	71,1	74,9	2,0	1,8	72,9	2,9	0,5	0,2	0,8	0,3	0,3	0,5	0,4	26,4	24,5	28,6	2,0	2,2	26,6
2021-02-24	O_Central	99,9	76,0	73,8	78,2	2,2	2,2	75,8	3,2	0,6	0,3	1,1	0,3	0,5	0,7	0,6	23,3	20,9	25,6	2,4	2,3	23,5
2021-02-24	BM1surf	100,0	78,3	76,7	79,7	1,5	1,4	78,2	2,2	0,4	0,2	0,7	0,2	0,3	0,5	0,4	21,3	19,8	22,9	1,6	1,6	21,3
2021-02-24	BM12surf	100,1	36,7	31,4	42,1	5,3	5,4	36,4	7,8	2,5	1,3	3,8	1,1	1,3	2,6	1,6	61,0	54,5	67,1	6,4	6,1	61,0
2021-02-24	BM18surf	99,9	31,9	24,8	38,4	7,2	6,5	31,0	9,3	3,5	1,8	5,2	1,7	1,6	3,5	2,1	64,4	56,9	73,6	7,5	9,2	65,5
2021-02-24	GBsurf	99,7	48,1	42,6	52,6	5,6	4,5	47,2	7,8	2,4	1,2	3,9	1,2	1,6	2,8	2,0	49,2	43,9	55,4	5,3	6,1	50,1
2021-02-24	TV1	99,9	97,5	97,3	97,8	0,2	0,3	97,5	0,4	1,3	0,7	2,0	0,6	0,6	1,4	0,8	1,0	0,6	1,5	0,5	0,5	1,1
2021-02-24	TV2	100,0	89,2	87,7	90,3	1,5	1,1	88,8	2,2	2,4	2,0	2,7	0,4	0,3	2,3	0,5	8,4	7,0	10,2	1,3	1,8	8,9
2021-02-24	TV3	99,9	75,2	73,4	76,9	1,8	1,7	75,1	2,6	0,4	0,2	0,8	0,2	0,4	0,5	0,4	24,3	22,5	26,2	1,7	2,0	24,4
2021-02-24	TV4	99,9	96,0	95,7	96,3	0,3	0,3	96,0	0,6	2,4	1,6	3,2	0,8	0,8	2,4	1,1	1,5	0,9	2,2	0,6	0,7	1,7
2021-02-24	TV5	99,9	92,9	92,1	93,4	0,8	0,6	92,6	1,2	2,6	2,3	2,9	0,3	0,3	2,6	0,4	4,5	3,8	5,4	0,7	0,9	4,8
2021-02-24	TV6	99,9	84,4	82,3	86,0	2,0	1,6	84,0	2,8	1,3	0,7	1,8	0,5	0,5	1,3	0,7	14,3	12,3	16,7	1,9	2,4	14,7
2021-02-24	TV9surf	100,0	63,0	59,8	65,8	3,2	2,8	62,7	4,4	1,0	0,4	1,7	0,6	0,7	1,2	0,9	36,0	32,7	39,3	3,3	3,4	36,2
2021-02-24	TV12surf	100,0	73,1	69,3	76,1	3,8	2,9	72,4	4,8	2,7	1,8	3,4	0,9	0,7	2,6	1,1	24,2	20,7	28,7	3,6	4,5	25,0
2021-02-24	A	100,0	96,7	96,3	97,0	0,4	0,3	96,5	0,7	1,1	1,0	1,3	0,2	0,2	1,1	0,3	2,1	1,8	2,7	0,4	0,5	2,3
2021-02-24	B	100,2	87,2	85,3	88,6	1,8	1,4	86,6	2,6	1,2	0,7	1,6	0,4	0,4	1,2	0,6	11,8	10,1	13,5	1,7	1,6	12,2
2021-02-24	C	100,0	97,6	97,5	97,7	0,1	0,1	97,6	0,2	2,2	2,0	2,3	0,2	0,1	2,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2
2021-02-24	D	100,0	89,8	88,3	90,9	1,6	1,1	89,4	2,1	1,7	1,3	2,0	0,4	0,3	1,6	0,5	8,5	7,1	10,4	1,4	1,9	9,0
2021-02-24	CL	100,0	91,0	89,9	91,9	1,2	0,9	90,8	1,6	0,9	0,6	1,2	0,3	0,3	0,9	0,4	8,0	6,9	9,4	1,1	1,4	8,3
2021-02-24	PP1	99,9	91,0	89,7	91,8	1,2	0,8	90,5	2,0	2,7	2,3	3,1	0,4	0,4	2,7	0,6	6,2	5,2	7,8	1,0	1,5	6,8
2021-02-24	PP2	100,0	78,3	75,4	80,4	2,9	2,1	77,5	4,0	2,6	1,9	3,3	0,8	0,6	2,5	1,0	19,1	16,4	22,5	2,7	3,4	19,9
2021-02-24	PP3	99,9	44,4	40,2	48,2	4,2	3,8	44,1	6,1	1,5	0,7	2,4	0,8	0,9	1,6	1,1	54,1	49,7	58,7	4,4	4,6	54,3
2021-02-24	TB	100,0	94,9	94,3	95,5	0,6	0,5	94,8	0,9	0,3	0,1	0,5	0,1	0,2	0,3	0,2	4,7	4,2	5,4	0,5	0,6	4,9
2021-02-24	MAX	100,2	97,7	97,5	97,9	7,2	6,5	97,6	9,3	4,1	3,8	5,2	1,7	1,6	4,1	2,1	73,1	66,2	80,0	7,5	9,2	72,9
2021-02-24	MIN	99,7	24,3	18,4	30,2	0,1	0,1	24,4	0,2	0,3	0,1	0,5	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2
2021-02-24	MEAN	100,0	80,9	78,9	82,6	2,0	1,7	80,5	2,9	1,9	1,4	2,5	0,5	0,5	2,0	0,7	17,2	15,1	19,5	2,1	2,4	17,5
2021-02-24	MEDIAN	100,0	89,2	87,7	90,3	1,6	1,3	88,8	2,2	2,3	1,3	2,5	0,4	0,4	2,3	0,6	8,8	7,3	10,8	1,5	1,8	9,3

Annexe 13 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022a. Hydrological Processes : paramètres physico-chimiques et signature isotopique du strontium des eaux, et résultat du modèle de mélange (campagnes de Juillet 2020 et Février 2021).

Date	Sample	Sum of median (D50) contribution of end-members	F _{CC} (Mg)			F _{Ca} (Mg)			F _{Si} (Mg)			F _{QSC} (Mg)			F _{Si} (Mg)			F _{Amorph} (Mg)												
			D50	D75	D95	D50	D75	D95	D50	D75	D95	D50	D75	D95	D50	D75	D95	D50	D75	D95	D50	D75	D95	mean	std					
			F _{CC} D50	F _{CC} D75	F _{CC} D95	F _{CC} D50	F _{CC} D75	F _{CC} D95	F _{Si} D50	F _{Si} D75	F _{Si} D95	F _{QSC} D50	F _{QSC} D75	F _{QSC} D95	F _{Si} D50	F _{Si} D75	F _{Si} D95	F _{Amorph} D50	F _{Amorph} D75	F _{Amorph} D95	F _{Amorph} D50	F _{Amorph} D75	F _{Amorph} D95	F _{Amorph} mean	F _{Amorph} std					
2020-07-21	O_Central	99,6	68,7	71,0	2,8	2,3	68,2	3,7	165,5	136,6	19,7	2,9	3,2	16,8	4,6	9,8	8,9	10,8	0,9	1,0	9,8	1,5	4,6	3,5	6,1	1,1	1,5	5,2	2,7	
2020-07-21	BM15surf	99,3	61,0	57,2	64,1	3,7	3,1	60,4	4,8	229,3	27,1	3,5	4,2	23,3	5,8	5,4	4,3	6,3	1,0	0,9	5,3	1,5	10,1	7,9	13,0	2,1	3,0	11,0	4,4	
2020-07-21	BM12surf	99,5	44,4	39,1	48,7	5,4	4,3	43,6	6,9	35,1	41,2	5,0	6,1	35,9	8,3	2,1	3,0	0,9	0,9	2,1	1,2	17,8	14,6	21,5	3,2	3,7	18,4	5,1		
2020-07-21	BM18surf	98,9	6,1	3,2	9,4	2,9	3,3	6,7	4,5	44,0	37,0	50,5	7,0	6,5	43,5	10,0	2,5	1,3	4,0	1,2	1,5	2,7	1,8	46,4	39,2	53,9	7,2	7,5	47,0	10,7
2020-07-21	PP1	99,6	69,1	66,1	71,5	3,1	2,4	68,6	4,0	18,3	15,4	21,6	3,0	3,3	18,7	4,7	7,2	8,1	0,9	0,9	7,2	1,4	5,0	3,8	6,6	1,1	1,6	5,5	2,7	
2020-07-21	PP2	99,4	56,5	53,5	59,1	3,0	2,6	56,2	4,1	4,1	2,0	6,9	2,1	2,8	4,8	3,6	6,6	4,7	8,3	1,9	1,6	6,5	2,6	32,1	27,3	37,5	4,8	5,4	32,6	7,4
2020-07-21	PP3	99,4	34,9	30,6	39,1	4,4	4,1	34,6	6,2	26,6	20,8	32,5	5,8	5,8	26,7	9,1	3,9	2,3	5,5	1,6	1,6	3,9	2,1	34,0	27,8	40,8	6,2	6,8	34,7	9,4
2020-07-21	TV1	99,7	85,0	83,7	86,1	1,3	1,1	84,8	1,8	6,7	5,1	8,4	1,6	1,7	6,8	2,6	5,5	4,2	6,9	1,4	1,4	5,6	2,1	2,5	1,7	3,6	0,8	1,1	2,9	1,7
2020-07-21	TV2	99,5	65,3	61,7	68,3	3,6	3,0	64,8	4,6	22,7	19,3	26,5	3,3	3,8	23,1	5,3	5,7	5,1	6,4	0,7	0,7	5,7	1,1	5,7	4,5	7,5	1,2	1,8	6,4	2,8
2020-07-21	TV3	99,4	49,4	45,0	53,3	4,4	3,8	48,9	5,9	29,4	24,7	34,6	4,6	5,2	29,9	7,5	1,8	1,0	2,6	0,8	0,8	1,8	1,1	18,8	15,8	22,5	3,0	3,7	19,4	5,2
2020-07-21	TV4	99,7	83,3	82,3	84,2	1,0	0,9	83,1	1,5	3,9	2,4	5,5	1,6	4,1	2,2	10,4	9,6	11,3	0,8	0,9	10,5	1,2	2,0	1,4	2,9	0,7	0,9	2,3	1,4	
2020-07-21	TV5	99,5	71,5	68,9	73,6	2,6	2,1	71,1	3,5	15,4	12,8	18,3	2,6	2,9	15,7	4,2	6,6	6,0	7,3	0,7	0,7	6,6	1,1	5,9	4,6	7,7	1,3	1,8	6,5	3,0
2020-07-21	TV6	99,3	64,5	61,4	67,2	3,0	2,7	64,1	4,1	17,7	14,6	21,4	3,2	3,6	18,0	5,3	3,8	2,9	4,7	0,9	0,8	3,7	1,3	13,2	10,5	16,8	2,7	3,5	14,1	5,0
2020-07-21	TV9surf	99,4	50,1	46,6	53,2	3,4	3,1	49,7	4,7	13,1	8,7	17,4	4,3	4,4	13,2	6,3	6,0	4,2	7,6	1,8	1,6	5,9	2,4	30,3	24,5	36,9	5,7	6,6	31,2	8,8
2020-07-21	TV12surf	99,1	57,8	54,3	60,8	3,5	2,9	57,4	4,6	19,6	15,8	23,7	3,8	4,1	19,8	6,0	6,8	5,6	7,8	1,2	1,1	6,6	1,8	14,9	11,8	19,2	3,1	4,3	16,2	6,1
2020-07-21	A	99,8	77,5	75,1	79,3	2,4	1,8	77,1	3,1	14,3	12,1	16,9	2,2	2,6	14,6	3,6	5,5	4,8	6,2	0,7	0,7	5,5	1,0	2,5	1,8	3,4	0,6	0,9	2,8	1,5
2020-07-21	B	99,8	75,0	73,3	76,5	1,7	1,5	74,8	2,5	3,3	1,6	5,4	1,7	2,1	3,8	2,8	5,0	2,6	8,1	2,4	3,0	5,6	3,7	15,5	12,5	18,8	2,9	3,3	15,8	4,6
2020-07-21	C	99,9	80,0	78,0	81,7	2,1	1,6	79,7	2,7	11,9	9,9	14,2	2,0	2,3	12,1	3,2	7,4	6,6	8,3	0,9	0,8	7,4	1,3	0,6	0,3	1,1	0,3	0,5	0,8	0,8
2020-07-21	D	99,8	34,9	25,8	42,0	9,1	7,1	33,5	10,9	58,6	51,3	67,8	7,3	9,2	60,0	11,2	2,7	2,3	3,0	0,3	0,3	2,6	0,5	3,5	2,8	4,6	0,8	1,1	3,9	1,7
2021-02-24	O_Left	99,4	50,9	47,5	53,9	3,4	3,0	50,5	4,3	23,4	19,9	27,8	3,5	4,3	23,9	5,9	1,0	0,5	1,6	0,5	0,6	1,1	0,8	24,0	20,9	27,9	3,2	3,8	24,4	5,1
2021-02-24	O_Right	99,3	42,4	38,0	46,1	4,4	3,8	41,9	5,2	28,9	24,8	34,4	4,2	5,4	29,6	7,0	0,7	0,3	1,3	0,4	0,6	0,9	0,7	27,3	23,7	31,3	3,6	4,0	27,6	5,6
2021-02-24	O_Central	99,1	46,4	42,4	49,9	4,0	3,5	46,0	4,9	26,3	22,3	30,9	4,0	4,6	26,7	6,6	1,0	0,5	1,9	0,6	0,8	1,3	1,0	25,4	22,0	29,5	3,4	4,1	26,1	5,0
2021-02-24	BM15surf	99,6	50,4	47,0	53,2	3,4	2,8	50,1	4,2	22,9	19,2	26,9	3,6	4,1	23,2	5,9	0,8	0,4	1,3	0,4	0,5	0,9	0,7	25,2	22,3	29,3	3,2	3,7	25,8	5,0
2021-02-24	BM12surf	99,3	21,6	17,9	25,3	3,8	3,7	21,6	5,3	13,3	7,7	19,1	5,6	5,8	13,8	7,9	3,9	2,1	6,1	1,8	2,1	4,2	2,6	60,4	52,6	68,4	7,8	8,0	60,4	11,1
2021-02-24	BM18surf	99,9	24,1	18,2	28,1	6,0	4,0	20,3	6,6	2,9	1,5	5,6	1,4	2,6	4,0	3,4	8,2	4,3	12,1	4,0	3,8	8,1	4,7	64,6	56,6	72,8	8,0	8,2	64,5	11,0
2021-02-24	GBsurf	98,6	30,4	26,8	33,8	3,6	3,4	30,1	5,4	8,8	4,7	13,7	4,1	4,9	9,6	6,3	5,7	3,0	8,4	2,7	2,6	5,8	3,3	2,8	1,5	4,2	1,3	1,4	3,1	2,1
2021-02-24	TV1	99,7	85,0	84,1	85,9	1,0	0,8	84,9	1,3	6,2	4,6	7,7	1,5	1,6	6,3	2,3	5,7	3,0	8,4	2,7	2,6	5,8	3,3	2,8	1,5	4,2	1,3	1,4	3,1	2,1
2021-02-24	TV2	99,6	69,3	67,4	70,9	1,8	1,7	69,0	2,8	7,1	4,9	9,2	2,2	2,1	7,1	3,2	7,1	6,0	8,1	1,1	1,0	6,9	1,7	16,1	13,1	19,9	3,0	3,9	17,0	5,4
2021-02-24	TV3	99,3	50,2	47,6	52,7	2,6	2,5	50,1	3,5	16,5	12,5	20,5	4,0	4,0	16,6	6,1	0,8	0,4	1,5	0,4	0,7	1,1	0,9	31,8	28,0	36,6	3,9	4,8	32,3	6,3
2021-02-24	TV4	99,6	82,3	81,5	83,0	0,7	0,7	82,2	1,2	3,6	2,0	5,5	1,6	1,9	4,0	2,5	9,8	6,5	12,9	3,3	3,1	9,5	4,2	3,9	2,3	5,8	1,6	1,9	4,3	2,8
2021-02-24	TV5	99,6	77,9	76,8	78,8	1,1	0,9	77,6	1,8	1,1	0,5	1,9	0,6	0,8	1,3	1,1	10,4	9,3	11,5	1,1	1,1	10,4	1,7	10,2	8,6	12,3	1,6	2,1	10,7	3,1
2021-02-24	TV6	99,2	59,9	57,4	62,3	2,5	2,4	59,8	3,5	14,9	11,9	18,0	3,0	3,1	15,0	4,8	3,0	1,7	4,2	1,3	1,2	3,1	1,7	21,4	17,7	25,8	3,7	4,4	22,1	6,0
2021-02-24	TV9surf	99,4	42,5	39,9	45,2	3,5	2,7	42,4	3,8	6,4	3,1	9,7	3,2	3,3	7,0	4,8	2,3	1,0	3,8	1,3	1,5	2,6	2,0	48,3	43,1	53,1	5,2	6,1	47,9	7,2
2021-02-24	TV12surf	99,3	46,3	43,0	49,5	3,3	3,2	46,1	4,7	19,4	15,3	23,4	4,0	4,0	19,4	6,2	4,9	3,3	6,3	1,6	1,4	4,7	2,1	28,7	23,6	34,9	5,2	6,1	29,7	8,3
2021-02-24	A	99,6	76,8	74,4	78,6	2,4	1,8	76,4	2,8	15,4	13,6	17,8	1,9	2,4	15,8	3,0	3,4	2,8	3,9	0,6	0,5	3,4	0,9	4,1	3,2	5,2	0,8	1,1	4,4	1,8
2021-02-24	B	99,5	70,8	68,9	72,7	1,9	1,9	70,5	3,2	1,1	0,4	2,1	0,7	1,0	1,5	1,5	5,0	3,0	6,6	1,9	1,6	5,1	2,5	22,6	19,8	26,1	2,9	3,5	22,9	4,8
2021-02-24	C	100,0	80,3	78,4	81,7	1,9	1,4	80,0	2,2	12,4	10,8	14,3	1,5	2,0	12,7	2,4	7,0	6,4	7,5	0,6	0,5	6,9	0,9	0,3	0,2	0,6	0,2	0,3	0,5	0,6
2021-02-24	D	99,8	26,5	16,1	34,0	10,4	7,6	24,8	10,8	66,1	58,5	76,2	7,6	10,1	67,7	10,9	1,7	1,3	2,0	0,4	0,3	1,6	0,6	5,5	4,5	6,9	1,1	1,4	5,9	2,0
2021-02-24	CL	99,5	75,2	73,5																										

Annexe 14 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2023. *Chemical Geology.*

Number	Date of sampling	Nom_article	Sample type	T°C	pH	Electrical conductivity at 25°C ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	eH (mv)	DOC (mg/L)	HCO3 (mmol/L)	H2CO3 (mmol/L)	CO3 (mmol/L)	DIC (mmol/L)
1	2019-10-28	O_Left	Bog Outlet	9,7	6,1	75		35,2	0,66	1,43	0,000	2,1
2	2019-10-28	O_Right	Bog Outlet	9,5	5,6	46		38,2	0,33	2,46	0,000	2,8
3	2019-10-28	O_Central	Bog Outlet	9,6	6,1	63		36,5	0,53	1,19	0,000	1,7
4	2019-10-28	BM3	Intermediate peat layer	11,6	6,4	62	70,0	36,0	0,53	0,56	0,000	1,1
5	2019-10-28	BM12	Intermediate peat layer	11,6	5,5	54	116,0	34,1	0,43	3,87	0,000	4,3
6	2019-10-28	BM18	Intermediate peat layer	11,7	3,9	53	232,0	38,5				
7	2019-10-28	GBsurf	Surface peat layer	11,8	4,7	31	188,0	38,3	0,03	1,52	0,000	1,6
8	2019-10-28	GBdepth	Deep peat layer	11,8	5,6	80	128,0	36,5	0,13	1,05	0,000	1,2
9	2019-10-28	TV1	Deep peat layer	10,6	6,6	540		20,8	5,80	4,69	0,001	10,5
10	2019-10-28	TV2	Intermediate peat layer	10,9	7	322		31,6	3,44	1,07	0,001	4,5
11	2019-10-28	TV3	Surface peat layer	11,4	6,4	60		62,2	0,78	0,88	0,000	1,7
12	2019-10-28	TV5	Intermediate peat layer	10,0	5,8	353		38,4	2,63	12,68	0,000	15,3
13	2019-10-28	TV6	Surface peat layer	11,8	5,5	101		31,1	0,84	8,18	0,000	9,0
14	2019-10-28	TV7	Intermediate peat layer	10,8	4,3	35		49,1	0,08	12,55	0,000	12,6
15	2019-10-28	TV9	Intermediate peat layer	10,6	4,1	40		61,3	0,16	37,29	0,000	37,4
16	2019-10-28	TV12	Intermediate peat layer	11,1	4,6	60		41,6	0,37	28,65	0,000	29,0
17	2019-10-28	FB	Karst spring	11,0	6,9	598	175,0	3,5	5,73	2,15	0,001	7,9
18	2019-10-28	FC	Karst spring	9,4	7,4	556	172,0	3,0	5,30	0,68	0,004	6,0
19	2021-02-24	O_Left	Bog Outlet	1,7	7	42,6	217,3	18,3	0,54	0,19	0,000	0,7
20	2021-02-24	O_Right	Bog Outlet	1,8	7	21,5	215,9	19,2	0,31	0,12	0,000	0,4
21	2021-02-24	O_Central	Bog Outlet	1,9	7,4	33,4	225,8	19,7	0,45	0,07	0,000	0,5

Number	Ca2+ (mg/L)	Mg2+ (mg/L)	Na+ (mg/L)	K+ (mg/L)	H+ (mol/L)	Sr+ (mg/L)	Cl- (mg/L)	NO3- (mg/L)	SO42- (mmol/L)	S tot (mmol/L)	NICB (%)	Measured $\delta^{13}C_{DIC}$ (‰)	Modelled $\delta^{13}CDIC$ with open condition to atmosphere	Modelled $\delta^{13}CDIC$ with close condition to atmosphere	$\Delta \delta^{13}CDIC$ (‰)
1	24,2	0,4	10,1	0,1	7,4E-07		1,1	0,1	0,004		41,2	-18,2	-22,2	-22,4	4,0
2	15,7	0,2	1,0	0,1	2,5E-06		0,7	0,0	0,002		40,8	-19,0	-24,3	-24,4	5,4
3	19,5	0,4	8,2	0,2	7,6E-07		0,8	0,1	0,003		41,6	-18,2	-22,3	-22,5	4,1
4	19,1	0,3	0,9	0,1	3,8E-07		0,8	0,0	0,002		29,6	-17,5	-20,5	-20,6	3,1
5	24,0	3,6	4,6	4,7	3,2E-06		1,8	0,2	0,028		54,4	-0,6	-24,6	-24,6	24,0
6	4,1	0,0	1,7	0,0	1,3E-04		1,6	0,1	0,006		64,2	-11,3			
7	9,0	1,9	2,0	1,4	2,0E-05		1,2	0,4	0,002		82,3	-6,1	-25,4	-25,4	19,4
8	9,1	0,1	0,8	0,1	2,8E-06		0,3	0,1	0,000		55,1	-4,0	-24,4	-24,5	20,5
9	123,7	2,3	1,7	1,1	2,8E-07		2,2	0,4	0,000		4,8	3,1	-19,7	-20,0	23,1
10					1,1E-07		4,4		0,000			-0,4	-17,5	-17,8	17,4
11	31,1	0,3	2,2	0,1	4,0E-07		1,7	0,1	0,001		33,6	-8,5	-20,6	-20,8	12,1
12	64,9	0,4	1,1	0,3	1,7E-06		1,3	0,2	0,002		10,9	4,3	-23,8	-23,9	28,2
13	24,8	0,2	1,8	0,5	3,5E-06		1,9	0,1	0,003		19,2	-3,6	-24,6	-24,7	21,0
14	9,3	0,2	1,9	0,2	5,5E-05		2,0	2,4	0,014		40,7	-9,0	-25,6	-25,6	16,5
15	12,9	0,3	1,2	0,0	8,1E-05		0,7	0,0	0,000		59,3	-17,9	-25,6	-25,6	7,7
16	14,9	0,3	2,0	0,1	2,8E-05		1,6	0,1	0,001		34,8	-6,0	-25,5	-25,5	19,5
17	118,6	6,2	9,2	1,0	1,3E-07		10,6	3,7	0,045		5,2	-15,0	-17,9	-18,2	3,2
18	120,0	3,0	8,9	0,9	4,4E-08		12,0	8,8	0,074		5,6	-14,8	-16,0	-16,6	1,8
19	12,0	0,5	0,7	0,4	1,0E-07	0,011	0,7	0,0	0,009	0,018	8,0	-17,2	-17,0	-18,4	-0,3
20	7,5	0,3	0,6	0,3	1,1E-07	0,007	0,6	0,0	0,008	0,015	12,7	-18,5	-17,1	-18,6	-1,3
21	10,4	0,4	0,7	0,3	4,5E-08	0,009	0,6	0,0	0,009	0,017	10,0	-17,7	-15,5	-17,2	-2,2

Number	Date of sampling	Nom_article	Sample type	T°C	pH	Electrical conductivity at 25°C (µS.cm ⁻¹)	eH (mv)	DOC (mg/L)	HCO ₃ (mmol/L)	H ₂ CO ₃ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	DIC (mmol/L)
22	2021-02-24	BM1surf	Surface peat layer	1,9	7,2	45,83	174,9	19,5	0,45	0,10	0,000	0,6
23	2021-02-24	BM1depth	Deep peat layer	2,8	7	46,44	179,0	19,1	1,18	0,44	0,000	1,6
24	2021-02-24	BM12surf	Surface peat layer	2,3	4,3	47,17	301,6	28,6				
25	2021-02-24	BM12depth	Deep peat layer	4,0	6,5	9,26	246,2	28,7				
26	2021-02-24	BM18surf	Surface peat layer	2,3	4,1	42		31,3				
27	2021-02-24	BM18depth	Deep peat layer	4,0	4,1	43		33,3				
28	2021-02-24	GBsurf	Surface peat layer	3,2	4,4	15	272,6	25,8				
29	2021-02-24	GBdepth	Deep peat layer	5,6	5,2	14,14	254,4	23,1	0,05	1,04	0,000	1,1
30	2021-02-24	TV1	Deep peat layer	6,1	6,7	510	51,5	20,6	6,00	4,20	0,001	10,2
31	2021-02-24	TV2	Intermediate peat layer	4,9	5,5	75,7	167,3	41,9	0,70	7,08	0,000	7,8
32	2021-02-24	TV3	Surface peat layer	3,9	4,4	33	198,0	51,9	0,11	14,38	0,000	14,5
33	2021-02-24	TV4	Deep peat layer	6,8	6,6	820	13,3	12,7	7,73	6,09	0,001	13,8
34	2021-02-24	TV5	Intermediate peat layer	5,1	7,8	124	184,5	40,2	1,39	0,07	0,002	1,5
35	2021-02-24	TV6	Surface peat layer	3,5	5,1	34,6	183,0	45,5	0,24	6,36	0,000	6,6
36	2021-02-24	TV9surf	Surface peat layer	3,3	5	9,89	140,0	28,4	0,08	2,95	0,000	3,0
37	2021-02-24	TV9depth	Deep peat layer	5,2	5,3	18,3	189,5	35,7	0,19	3,16	0,000	3,4
38	2021-02-24	TV12surf	Surface peat layer	3,8	5,1	36,7	206,2	37,2	0,19	5,39	0,000	5,6
39	2021-02-24	TV12depth	Deep peat layer	5,6	5,2	52,26	231,3	37,5	0,41	9,02	0,000	9,4
40	2021-02-24	A	Deep peat layer	4,5	6,5	547,7	73,1	21,5	6,02	6,33	0,001	12,3
41	2021-02-24	B	Intermediate peat layer	5,3	5,7	114,4	158,7	37,2	1,05	7,50	0,000	8,6
42	2021-02-24	C	Deep peat layer	6,2	6,5	660	45,4	14,7	7,08	7,80	0,001	14,9
43	2021-02-24	D	Intermediate peat layer	4,9	6,2	127	160,2	27,9	1,33	2,83	0,000	4,2
44	2021-02-24	PP1	Deep peat layer	4,6	6,1	279,5	71,7	23,0	2,41	6,50	0,000	8,9
45	2021-02-24	PP2	Intermediate peat layer	4,0	5,3	63,11	111,9	31,8	0,53	8,23	0,000	8,8
46	2021-02-24	PP3	Surface peat layer	2,3	5,5	9,76	209,8	24,7				
47	2021-02-24	TB	Karst spring	6,1	7,4	326,4	156,5	2,0	3,66	0,47	0,003	4,1

Number	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	H ⁺ (mol/L)	Sr ⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mmol/L)	S tot (mmol/L)	NICB (%)	Measured $\delta^{13}C_{DIC}$ (‰)	Modelled $\delta^{13}C_{DIC}$ with open condition to atmosphere	Modelled $\delta^{13}C_{DIC}$ with close condition to atmosphere	$\Delta \delta^{13}C_{DIC}$ (‰)
22	11,0	0,4	0,7	0,4	6,2E-08	0,010	0,7	0,0	0,009	0,018	12,1	-18,5	-16,0	-17,6	-2,5
23	23,1	1,1	0,7	0,3	1,1E-07	0,019	0,7	0,0	0,007	0,020	3,0	-16,6	-17,2	-18,5	1,8
24	1,0	0,1	0,5	0,4	5,5E-05	0,003	0,5	0,0	0,001	0,007	68,2	-22,0			
25	1,8	0,1	0,5	0,3	2,9E-07	0,003	0,5	0,0	0,001	0,008	77,6	-17,1			
26	1,4	0,1	0,7	0,6	7,9E-05	0,004	1,2	0,0	0,000	0,008	57,6	-8,1			
27	1,3	0,1	0,7	0,4	7,9E-05	0,004	1,1	0,0	0,000	0,008	60,0	-7,8			
28	1,8	0,1	0,4	0,2	3,6E-05	0,003	0,5	0,0	0,000	0,006	78,7	-10,6			
29	2,5	0,2	0,4	0,2	6,0E-06	0,003	0,5	0,0	0,000	0,006	40,6	-7,9	-25,1	-25,2	17,3
30	113,2	2,8	0,8	0,3	2,2E-07	0,146	0,7	0,0	0,001	0,036	-0,9	8,0	-19,0	-19,7	27,7
31	17,3	0,5	0,5	0,4	3,1E-06	0,019	1,4	0,0	0,000	0,015	12,0	0,4	-24,6	-24,8	25,2
32	8,0	0,4	0,8	0,3	4,0E-05	0,010	2,2	0,0	0,000	0,015	47,6		-25,6	-25,6	
33	145,7	2,4	1,1	0,5	2,5E-07	0,121	1,0	0,0	0,001	0,045	-1,5	7,8	-19,4	-20,0	27,8
34	29,2	0,7	0,6	0,2	1,6E-08	0,035	0,8	0,0	0,000	0,014	4,0	4,4	-14,8	-16,2	20,5
35	9,6	0,4	0,5	0,2	7,8E-06	0,012	1,2	0,0	0,000	0,014	33,2	-6,5	-25,2	-25,3	18,8
36	3,8	0,1	0,5	0,2	1,1E-05	0,004	0,7	0,0	0,000	0,008	39,8	8,0	-25,4	-25,4	33,4
37	7,2	0,2	0,5	0,2	5,0E-06	0,007	0,8	0,0	0,000	0,009	31,0	-7,3	-25,0	-25,1	17,8
38	7,8	0,4	0,6	0,1	8,5E-06	0,009	2,5	0,0	0,000	0,010	27,7	-5,7	-25,3	-25,3	19,6
39	11,8	0,5	0,6	0,2	6,8E-06	0,014	2,9	0,0	0,000	0,011	14,1	-3,3	-25,2	-25,2	21,9
40	114,4	3,2	0,9	0,5	3,2E-07	0,118	0,7	0,0	0,000	0,037	-0,1	8,1	-20,1	-20,8	28,9
41	23,8	0,4	0,7	0,4	2,2E-06	0,020	0,6	0,0	0,000	0,013	8,1	4,8	-24,3	-24,4	29,2
42	127,6	3,8	0,7	0,2	3,5E-07	0,151	0,0	0,0	0,000	0,043	-2,6	1,8	-20,3	-20,9	22,7
43	26,7	1,5	0,5	0,2	6,5E-07	0,019	0,2	0,0	0,000	0,014	5,2	-2,0	-22,0	-22,5	20,4
44	45,9	1,3	0,8	2,0	8,1E-07	0,036	2,1	0,0	0,000	0,018	0,3	2,5	-22,6	-23,0	25,5
45	11,2	0,3	0,7	0,5	4,6E-06	0,011	0,7	0,0	0,000	0,010	6,2	-0,2	-25,0	-25,1	24,8
46	1,7	0,1	0,5	0,5	3,3E-06	0,003	0,6	0,0	0,000	0,006	76,5	-20,0			
47	65,6	4,5	0,6	0,3	4E-08	0,041	0,7	2,0	0,020	0,040	-1,2	-11,7	-15,7	-16,8	5,1

Annexe 15 : Matériel supplémentaire Article Lhosmot et al. 2022b. Ecosystems.

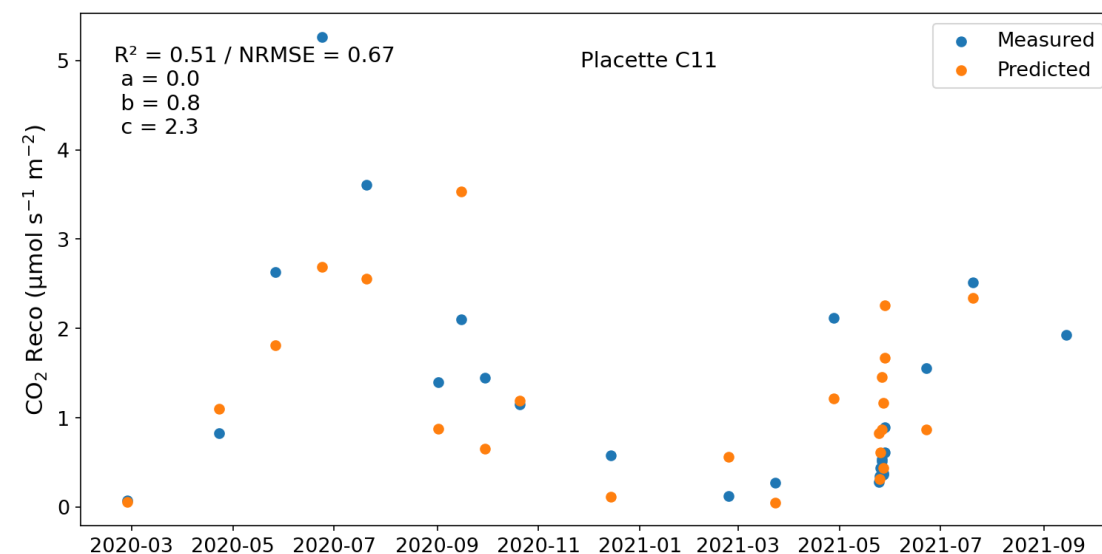
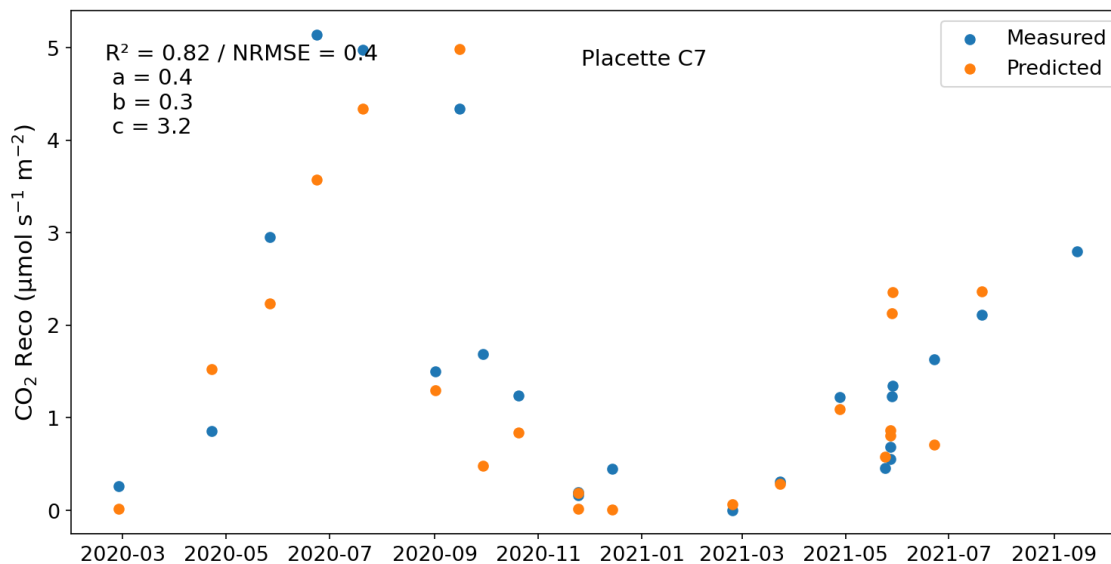
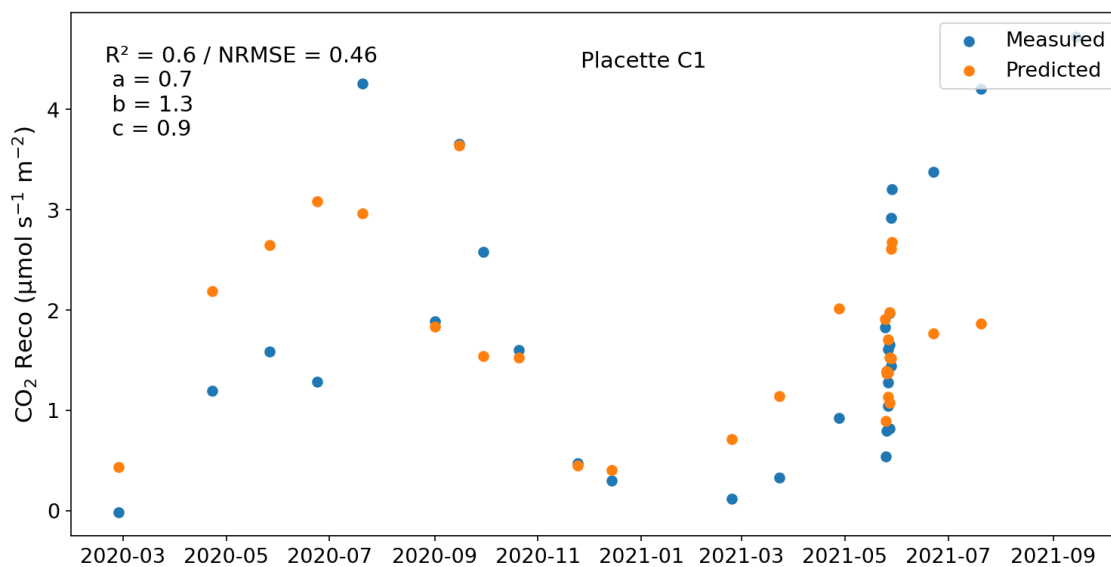
Date	Monthly mean values						
	FCH4 (nmol m ⁻² s ⁻¹)	FCH4 of night hours (nmol m ⁻² s ⁻¹)	Minimum FCH4 of the monthly mean hourly FCH4 (nmol m ⁻² s ⁻¹)	Proportion of negative FCH4 measurement (%)	PPFD (μmol m ⁻² s ⁻¹)	Latent heat flux (LE, W m ⁻²)	NEE (μmol m ⁻² s ⁻¹)
2019-04	15,1	50,8	-46,5	25,4	408,3	52,3	-1,2
2019-05	21,8	68,1	-22,5	33,7	467,1	32,2	-0,5
2019-06	79,5	157,5	33,1	3,6	619,9	101,2	-2,2
2019-07	103,5	195,4	66,1	0,0	620,4	119,4	-4,6
2019-08	80,0	193,0	41,8	0,0	533,5	112,0	-3,6
2019-09	76,1	127,1	32,9	1,4	387,6	32,5	0,6
2019-10	64,4	79,2	32,2	0,9	196,6	30,7	0,0
2019-11	51,4	66,0	31,0	0,2	99,5	9,3	0,3
2019-12	46,2	55,0	23,0	0,0	85,2	13,5	0,4
2020-01	36,8	49,4	11,5	4,6	121,7	13,8	0,2
2020-02	34,1	42,8	2,4	5,7	175,5	27,4	0,2
2020-03	13,0	51,5	-38,1	33,6	348,3	24,1	0,0
2020-04	16,1	80,6	-47,8	41,0	496,4	44,5	-0,5
2020-05	44,5	109,9	-19,0	22,7	573,7	52,1	-1,6
2020-06	74,1	122,9	34,8	2,6	482,8	55,5	-1,2
2020-07	92,5	162,1	59,2	0,0	637,6	107,1	-4,4
2020-08	76,2	151,8	33,8	0,8	471,7	75,1	-1,2
2020-09	57,4	103,3	19,0	4,0	383,3	31,8	0,3
2020-10	58,6	73,9	34,1	0,8	156,4	27,0	0,1
2020-11	52,0	73,2	20,7	2,9	155,0	13,0	0,0
2020-12					57,5	2,8	0,5
2021-01					65,9	-1,6	0,5
2021-02	15,7	43,6	-61,8	28,0	192,7	26,6	0,1
2021-03	14,8	38,1	-25,8	26,3	343,0	29,2	0,0
2021-04	4,8	51,5	-49,6	43,6	470,1	55,6	-0,7
2021-05	41,7	82,6	-23,6	20,2	445,4	51,1	-0,8
2021-06	79,5	148,4	43,0	1,1	533,8	46,0	-1,5
2021-07	122,0	190,7	91,8	0,0	494,0	66,0	-3,6
2021-08	147,4	207,4	104,0	0,0	454,1	73,4	-4,3
2021-09	98,4	144,9	74,0	0,0	375,9	40,9	-2,6
2021-10	85,3	134,9	39,7	0,0	274,0	43,9	-0,5
2021-11	64,3	77,3	25,4	0,0	117,6	9,5	0,2
2021-12	50,7	47,7	14,8	0,0	84,5	-4,1	0,8

Monthly mean values									
Date	Sensible heat flux (H, W m ⁻²)	WTD (m)	Air Temperature (°C)	Soil Temperature 2 cm depth (°C)	Soil Temperature 5 cm depth (°C)	Soil Temperature 10 cm depth (°C)	Soil Temperature 25 cm depth (°C)	Soil Temperature 60 cm depth (°C)	T _{peat} (Temperature in a piezometer integrating 40-180 cm depth)
2019-04	42,8	-0,10	5,4						6,5
2019-05	21,2	-0,08	7,6						7,3
2019-06	55,0	-0,11	15,9						9,5
2019-07	51,2	-0,22	17,1						12,4
2019-08	74,1	-0,19	15,3	17,5	16,9	16,1	15,9	14,9	13,5
2019-09	16,4	-0,22	11,6	14,1	13,9	13,6	13,8	13,5	12,9
2019-10	7,7	-0,08	9,6	10,4	10,4	10,4	10,8	11,2	10,9
2019-11	-7,5	-0,07	2,7	5,3	5,6	5,9	6,7	8,1	7,8
2019-12	-24,0	-0,03	2,2	2,7	2,9	3,1	3,6	5,0	5,5
2020-01	-18,8	-0,09	1,1	0,4	0,6	0,9	1,3	2,9	4,4
2020-02	-22,2	-0,03	3,4	2,8	2,8	2,8	2,8	3,2	4,7
2020-03	22,2	-0,07	3,1	4,7	4,5	4,3	4,4	4,4	5,4
2020-04	47,4	-0,19	8,1	9,8	9,1	8,2	7,5	6,6	6,9
2020-05	51,2	-0,10	11,2	12,8	12,1	11,5	11,1	9,9	8,9
2020-06	38,1	-0,11	13,0	14,9	14,4	13,8	13,4	12,0	10,5
2020-07	80,0	-0,21	15,7	18,1	17,5	16,8	16,1	14,4	11,9
2020-08	53,9	-0,27	15,9	17,8	17,5	17,2	16,8	15,6	13,1
2020-09	38,4	-0,24	11,8	14,1	13,9	13,7	13,9	13,7	12,6
2020-10	0,3	-0,09	6,5	8,4	8,6	8,8	9,3	10,3	10,1
2020-11	7,7	-0,12	3,7	4,8	5,2	5,5	6,3	7,7	8,2
2020-12	-19,9	-0,09	0,5	1,4	1,6	2,0	2,5	3,9	5,4
2021-01	-37,8	-0,07	-1,8	0,8	1,0	1,2	1,7	2,9	4,5
2021-02	1,1	-0,08	2,4	2,2	2,1	2,1	2,3	2,9	5,0
2021-03	9,8	-0,10	2,1	3,6	3,4	3,2	3,2	3,5	5,3
2021-04	41,8	-0,13	4,1	6,7	6,4	6,0	5,6	5,2	6,2
2021-05	31,2	-0,04	7,8	9,7	9,6	9,3	9,1	8,0	6,6
2021-06	40,6	-0,13	15,4	17,6	17,2	16,6	15,7	13,2	
2021-07	34,6	-0,07	14,9	16,6	16,4	16,1	15,7	14,4	
2021-08	51,2	-0,11	13,7	16,0	15,9	15,7	15,7	14,9	
2021-09	33,2	-0,13	12,3	14,0	13,9	13,8	14,0	13,8	
2021-10	5,0	-0,11	6,4	7,7	7,8	8,0	8,6	9,9	
2021-11	5,8	-0,09	1,4	4,2	4,4	4,7	5,4	6,9	
2021-12	-34,3	-0,05	-0,8						

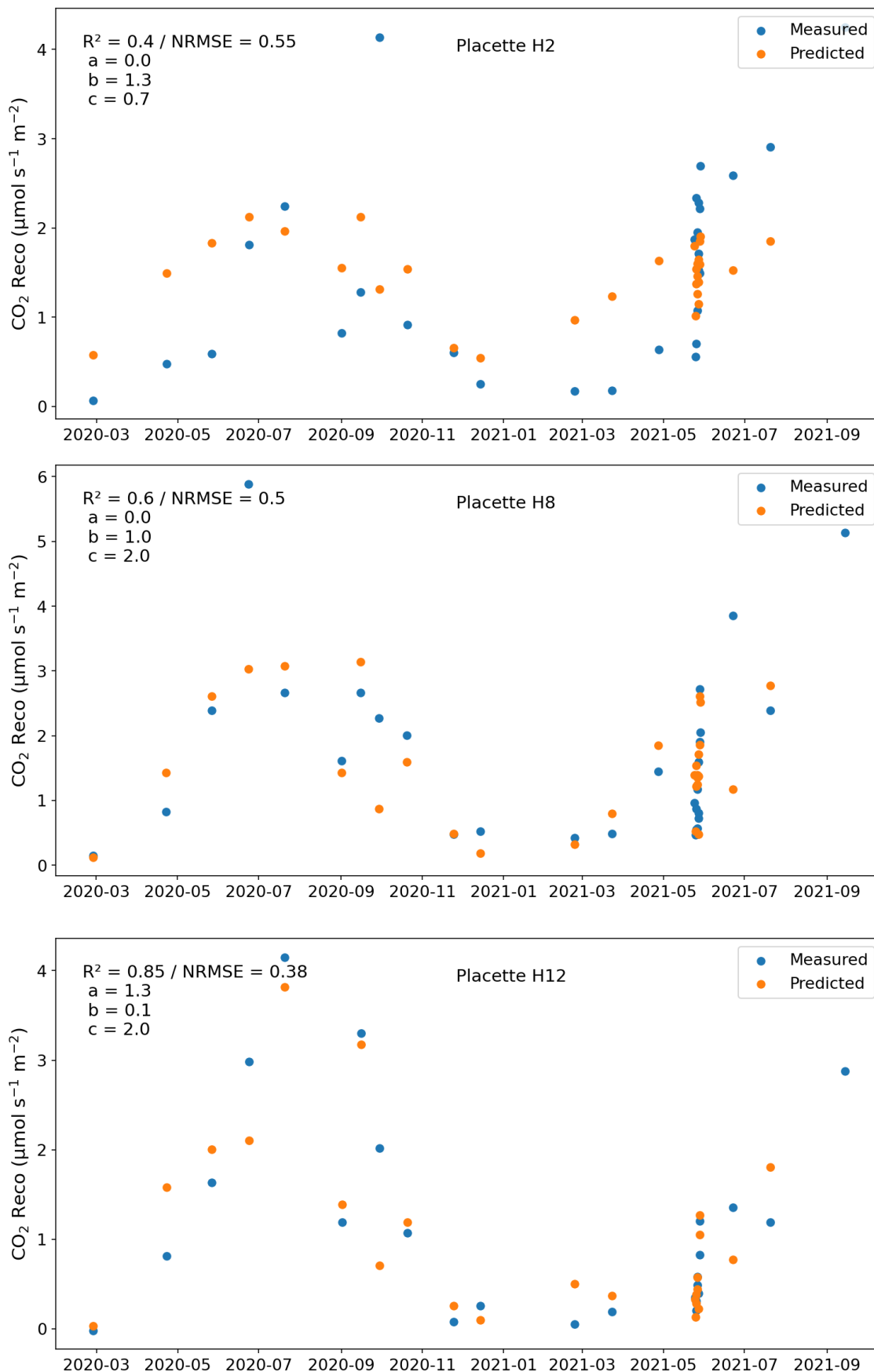
Monthly mean of daily amplitude								
Date	FCH4 (nmol m ⁻² s ⁻¹) daily amplitude	Air Temperature (°C)	Soil Temperature 2 cm depth (°C)	Soil Temperature 5 cm depth (°C)	Soil Temperature 10 cm depth (°C)	Soil Temperature 25 cm depth (°C)	Soil Temperature 60 cm depth (°C)	T _{peat} (Temperature in a piezometer integrating 40-180 cm depth)
2019-04	97,3	8,5						0,0
2019-05	90,6	8,8						0,0
2019-06	124,4	8,7						0,0
2019-07	129,3	8,7						0,0
2019-08	151,2	8,5	10,1	5,5	1,7	0,0	0,0	0,0
2019-09	94,2	8,7	9,0	4,8	1,4	0,1	0,0	0,0
2019-10	47,0	7,9	3,0	1,4	0,5	0,1	0,0	0,0
2019-11	35,0	8,0	0,9	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
2019-12	32,1	7,6	0,7	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0
2020-01	37,9	8,0	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
2020-02	40,4	8,4	1,8	1,2	0,7	0,1	0,0	0,0
2020-03	89,6	8,3	5,2	2,9	1,2	0,0	0,0	0,0
2020-04	128,4	8,5	9,1	5,1	1,5	0,0	0,1	0,0
2020-05	128,9	8,7	7,9	4,3	1,6	0,1	0,0	0,0
2020-06	88,0	8,7	5,5	3,0	1,0	0,0	0,1	0,0
2020-07	102,9	8,7	8,2	4,8	1,6	0,0	0,0	0,0
2020-08	118,0	8,5	7,2	4,3	1,5	0,1	0,0	0,0
2020-09	84,3	8,7	8,1	4,3	1,6	0,0	0,0	0,0
2020-10	39,9	7,9	2,1	1,1	0,5	0,0	0,0	0,0
2020-11	52,4	8,0	1,8	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0
2020-12		7,6	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0
2021-01		8,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
2021-02	105,5	8,4	2,3	1,3	0,5	0,0	0,0	0,0
2021-03	63,8	8,3	4,3	2,4	1,0	0,0	0,0	0,0
2021-04	101,1	8,5	6,4	4,5	2,2	0,1	0,0	0,0
2021-05	106,3	8,7	4,8	3,2	1,4	0,1	0,1	0,0
2021-06	105,4	8,7	5,1	3,7	2,1	0,1	0,1	
2021-07	98,9	8,7	3,7	2,5	1,2	0,0	0,0	
2021-08	103,4	8,5	3,2	2,1	1,0	0,1	0,0	
2021-09	70,9	8,7	3,3	1,9	0,9	0,0	0,0	
2021-10	95,2	7,9	1,8	1,0	0,5	0,1	0,0	
2021-11	51,9	8,0	0,5	0,2	0,1	0,0	0,0	
2021-12	32,8	7,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

Annexe 16 : Modélisation des flux de CO₂ et de CH₄ avec l'application du modèle de Bortoluzzi pour chaque placette étudiée

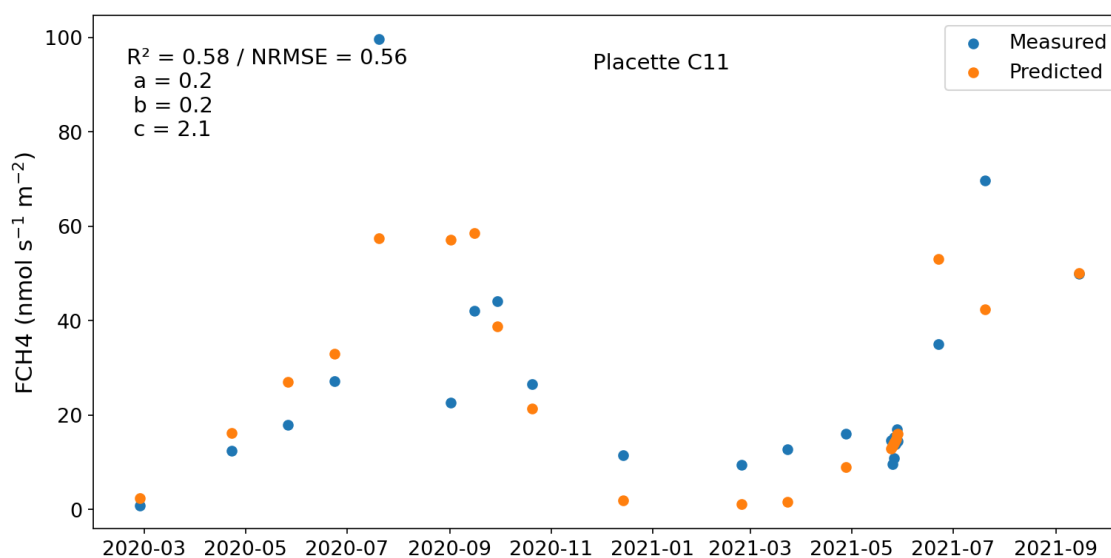
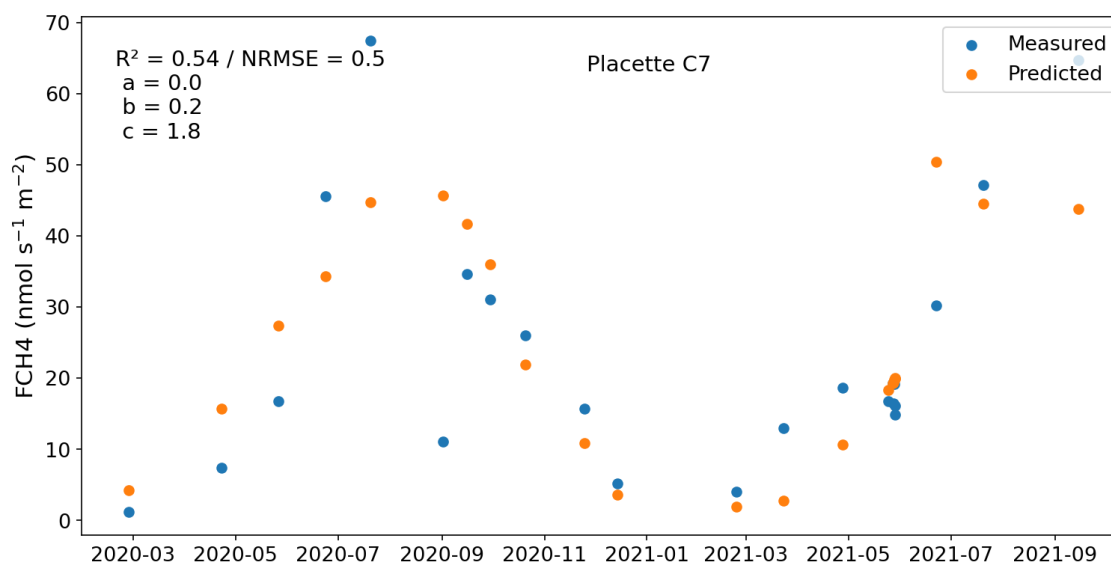
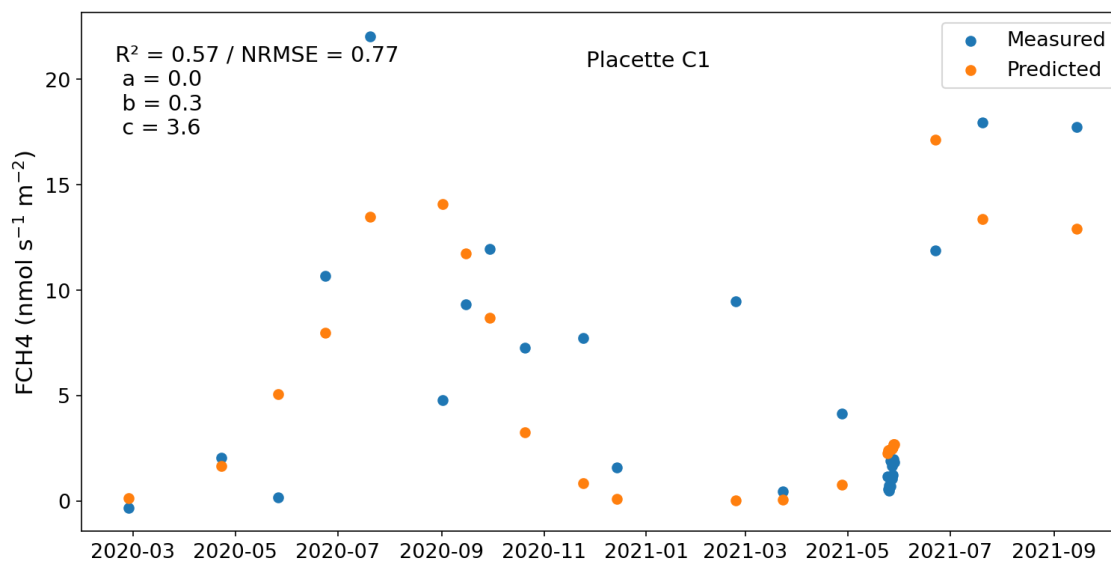
Reco-CO₂



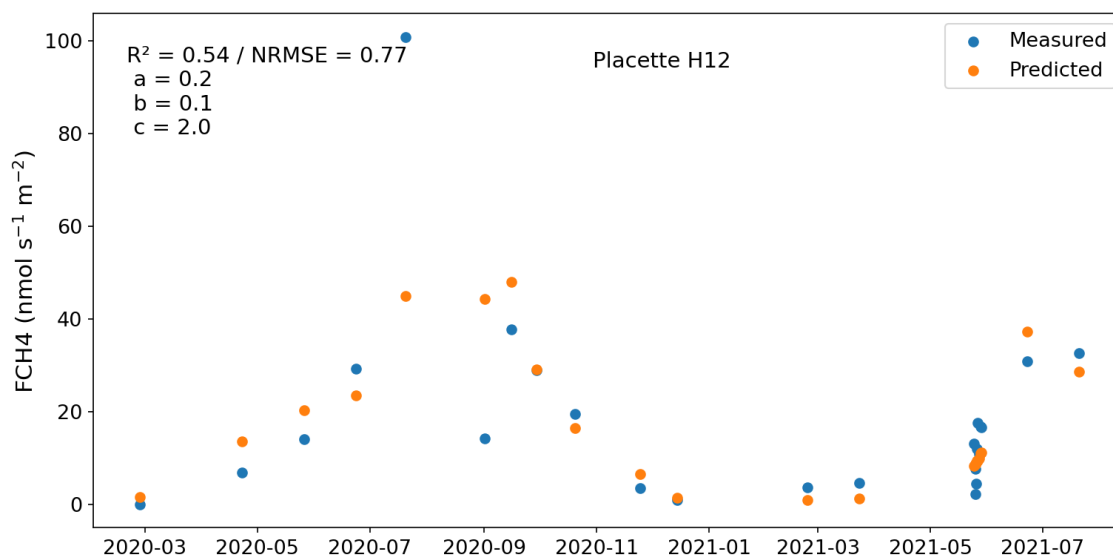
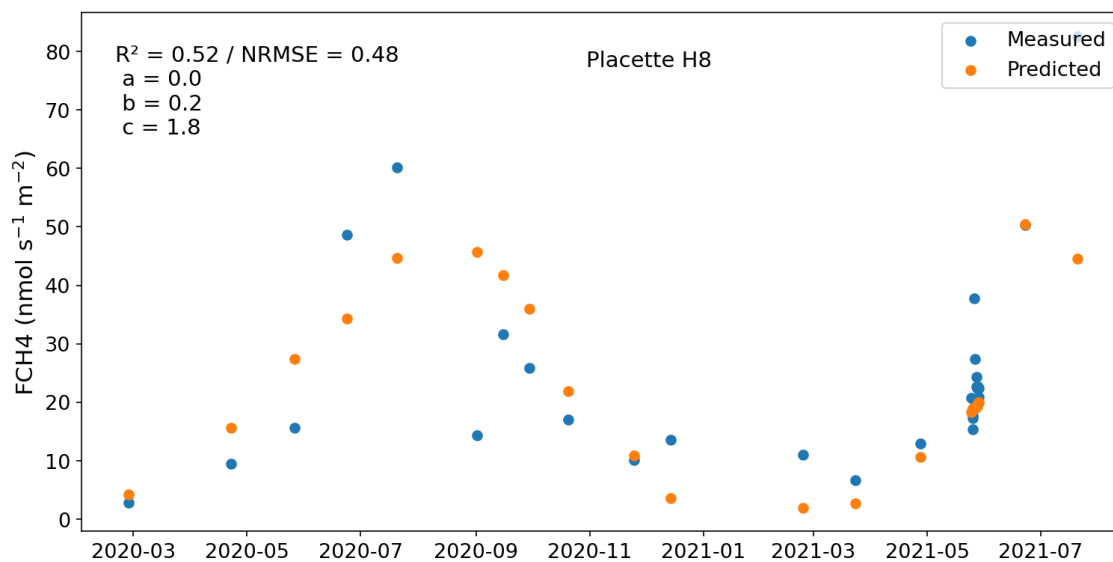
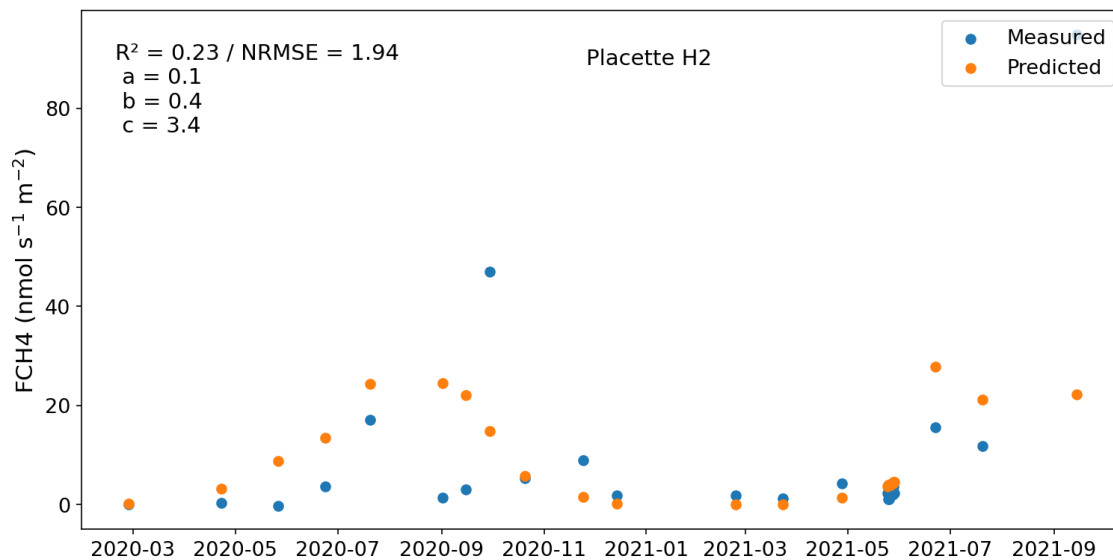
Annexe 16 : Modélisation des flux de CO₂ et de CH₄ avec l'application du modèle de Bortoluzzi pour chaque placette étudiée



FCH₄



Annexe 16 : Modélisation des flux de CO₂ et de CH₄ avec l'application du modèle de Bortoluzzi pour chaque placette étudiée



Annexe 17 : Concentration en carbone organique dissous (DOC) dans les eaux superficielles de la tourbière active du Forbonnet

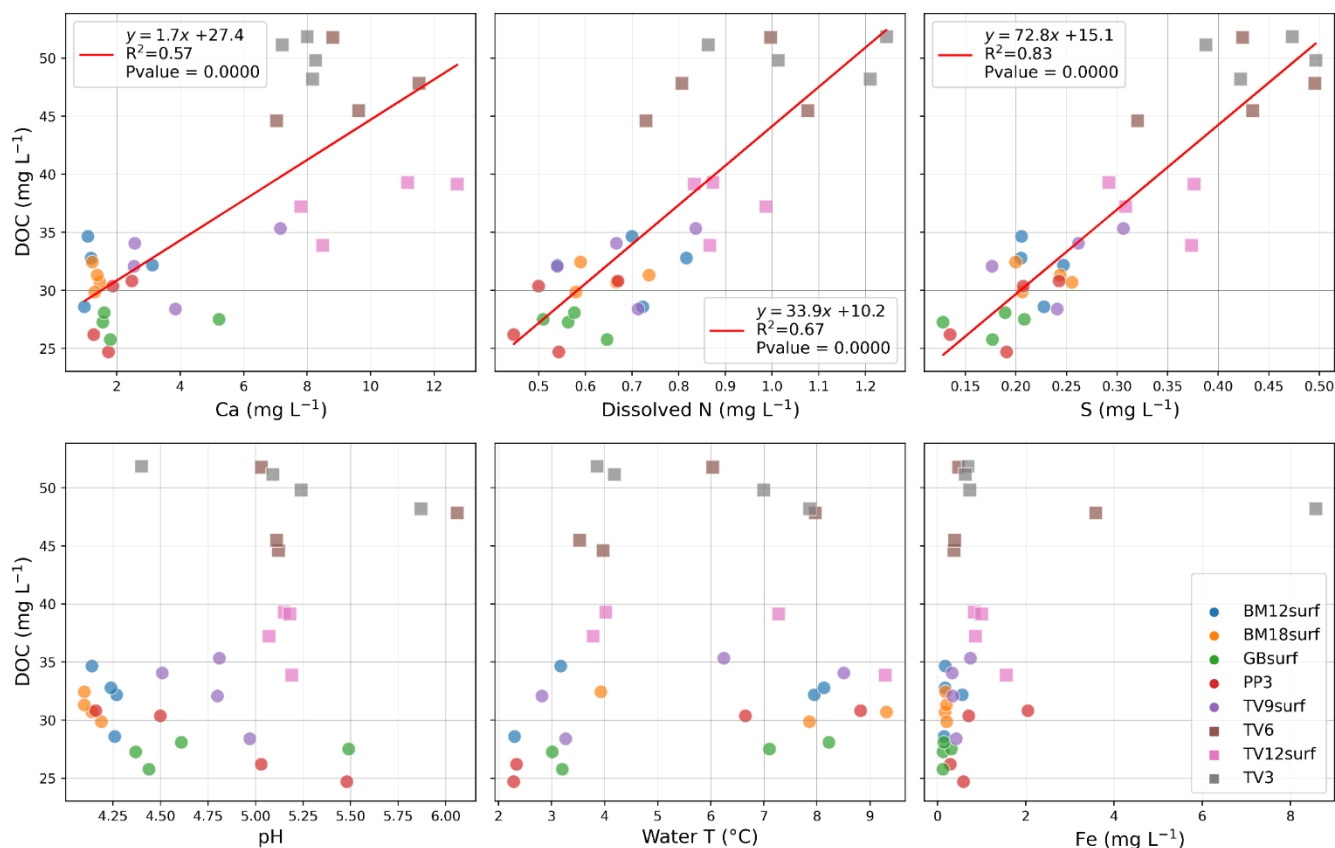


Figure 182 -Annexe 17 : Relation en le DOC et des paramètres physico-chimique de l'eau (Ca, total N, S, pH, T, Fe) pour les échantillons des eaux superficielles (> 50 cm de profondeur) de la tourbière active du Forbonnet pour 4 campagnes de terrain (2021-02-24, 2021-03-24, 2021-05-25, 2021-04-28). Les figurés carrés indiquent les trois échantillons (TV3, TV6 et TV12surf) localisés à proximité des ouvrages de restauration (~< 20 m).

Annexe 18 : Gap-filling des flux de CH₄ (FCH₄) et de CO₂ mesurés par la méthode eddy-covariance

Le gap-filling recourt à l'utilisation de variables prédictives telles que la température, le déficit de pression de vapeur de l'air, l'humidité relative de l'air, ou encore le rayonnement solaire. Le travail de gap-filling a été réalisé par A. Jacotot (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans, UMR7327 / Institut National de la Recherche en Agriculture, Alimentation et Environnement (INRAE), UMR 1069 SAS). La méthode la plus communément utilisée est le Marginal Distribution Sampling (MDS) introduite par Reichstein et al. (2005). Cette méthode est basée sur la covariance des flux de GES avec les données météorologiques et leur autocorrélation selon différentes périodes temporelles. Par exemple, le NEE est auto corrélé avec la variation journalière d'insolation solaire (photosynthèse). De plus, cette méthode regroupe les flux pour une fenêtre temporelle donnée par conditions météorologiques similaires afin d'en tirer une moyenne qui est réutilisée pour combler les vides (Falge et al., 2001). Cependant, pour les trous de plusieurs dizaines de journées, comme c'est le cas pour le CH₄, le MDS n'est pas applicable car la méthode requière des données proches dans le temps. En effet, passés 12 jours de trous, Moffat et al. (2007) montrent que la méthode MDS n'est plus fiable. Pour pallier au trou de données de l'hiver 2020-2021 pour les données CH₄, la méthode de la forêt d'arbres décisionnels, plus communément connue sous le nom anglais Random Forest, a été appliquée. Cette méthode de *Machine Learning* est basée sur le principe de régressions multiples effectuées sur des tirages aléatoires. Kim et al. (2020) ont récemment montré que la méthode RF est la plus performante parmi les autres méthodes de *Machine Learning* employées pour modéliser les flux de CH₄ en tourbières. Ici, 400 arbres sont utilisés en parallèle et 75 % des données sont utilisées en entraînement pour déterminer les relations entre les mesures et les variables prédictives, et réciproquement, les 25 % restant du jeu de données sont utilisées en validation du modèle. Les variables utilisées pour l'entraînement sont le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, le déficit de pression à vapeur saturante et le coefficient de friction de l'air. L'ajout de la WTD n'améliore pas la qualité du modèle et n'a donc pas été conservée. Les données mesurées et gap-fillées de CO₂ (NEE) et de CH₄ sont représentées graphiquement sur la Figure 183.

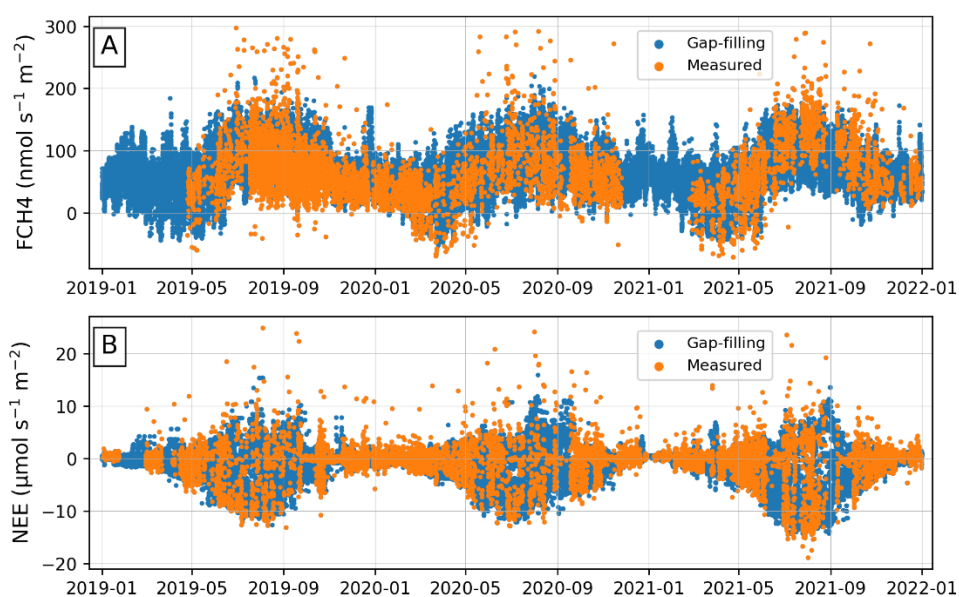


Figure 183 – Annexe 18 : Présentation des données mesurées ainsi que des données modélisées (gap-filling) de FCH₄ et de NEE de 2019 à 2021.

Références

- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C.T., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 43–69. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00225-2](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00225-2)
- Kim, Y., Johnson, M.S., Knox, S.H., Black, T.A., Dalmagro, H.J., Kang, M., Kim, J., Baldocchi, D., 2020. Gap-filling approaches for eddy covariance methane fluxes: A comparison of three machine learning algorithms and a traditional method with principal component analysis. *Global Change Biology* 26, 1499–1518. <https://doi.org/10.1111/gcb.14845>
- Moffat, A.M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D.Y., Richardson, A.D., Barr, A.G., Beckstein, C., Braswell, B.H., Churkina, G., Desai, A.R., Falge, E., Gove, J.H., Heimann, M., Hui, D., Jarvis, A.J., Kattge, J., Noormets, A., Stauch, V.J., 2007. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* 147, 209–232. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.08.011>
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.-M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., Valentini, R., 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biol* 11, 1424–1439. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001002.x>



Titre : Transferts d'eau et de carbone entre les tourbières, l'atmosphère et les aquifères. Modèles hydrologiques, géochimiques et de flux de gaz à effet de serre de la tourbière active de Frasne (Massif du Jura, France).

Mots clés : zone critique, eddy-covariance, méthane, sphaigne, interactions eau-roche, changement climatique

Résumé : Alors que les services écosystémiques des tourbières ont un rôle clé pour faire face aux enjeux du XXI^{ème} siècle, - climat, biodiversité, et ressource en eau-, ils sont directement menacés par les activités anthropiques (drainage) et le changement climatique. La compréhension des mécanismes hydrologiques, biogéochimiques et écologiques associés au fonctionnement des tourbières à différentes échelles spatio-temporelles est donc fondamentale pour atténuer ces impacts (gestion, restauration) et évaluer les dynamiques d'eau et de carbone des tourbières d'ici les prochaines décennies. C'est dans ce contexte que ce travail s'intéresse au fonctionnement de la tourbière active du Forbonnet (commune de Frasne, Doubs). Cette tourbière dominée par des sphaignes est caractéristique des milieux tempérés de moyenne montagne et est localisée dans un synclinal d'une région plissée et karstifiée : le massif du Jura. Ce travail a montré que la tourbière active est un système alimenté en eau par plusieurs composantes : les précipitations directes ; des flux latéraux provenant des tourbières boisées alentours ; et des flux d'eaux carbonatées alimentant les niveaux plus profonds de tourbe. Ces eaux carbonatées ont transité dans le synclinal, impliquant des transferts d'eau et/ou de pressions depuis une aire de recharge localisée sur l'anticlinal adjacent. Cet apport d'eau carbonatée semble favoriser la production de CH₄ au sein de la tourbière active alors que la partie aval du système (bas marais et exutoire) n'est pas affectée par ce processus. A l'interface tourbière-atmosphère, l'échange net de CH₄ à l'échelle de la tourbière active (mesuré par eddy-covariance) est contrôlé par la combinaison de facteurs hydrologiques, physiques et physiologiques via l'activité photosynthétique qui peut favoriser l'oxydation du CH₄ en journée. Les flux de GES mesurés selon le gradient écohydrologique typiques des tourbières sont cohérents avec le cycle saisonnier observé avec la méthode eddy-covariance. Cependant, la réponse de ce gradient à différentes conditions hydrométéorologiques est contrastée en fonction des flux et présente des effets seuils.

Title: Water and carbon transfers between peatlands, atmosphere and aquifers. Hydrological, geochemical and greenhouse gas flux models of the active peatland of Frasne (Jura Massif, France).

Keywords: critical zone, eddy-covariance, methane, sphagnum, water-rock interaction, climate change

Abstract: While ecosystems services of peatlands have a key role to address the challenges of the 21st century - climate, biodiversity, and water resources - they are directly threatened by human activities (drainage) and climate change. Understanding the hydrological, biogeochemical, and ecological mechanisms of peatlands functioning at different spatio-temporal scales is therefore fundamental to mitigate these impacts (management, restoration) and assess the water and carbon dynamics of peatlands over the next decades. It is in this context that this work focuses on the functioning of the "active peatland" of the Forbonnet (municipality of Frasne, Doubs). This sphagnum-dominated peatland is characteristic of mid-mountain temperate environments and is located in a syncline of a folded and karstic area: the Jura Mountains. This work showed that the active peatland is a system fed in water by several components: direct rainfall; lateral inflows from the surrounding wooded peatlands; and carbonated water fluxes supplying the deeper levels of peat. These carbonated waters flowed in the syncline, implying water and/or pressure transfers from the upstream anticline. This supply of carbonated water seems to favor the production of CH₄ within the active peatland, while the downstream part of the system (rich fen and outlet) is not affected by this process. The net exchange of CH₄ between the active peatland and the atmosphere is controlled by the combination of hydrological factors, physical and physiological via photosynthetic activity promoting CH₄ oxidation during the day. The GHG fluxes measured according to the typical peatland ecohydrological gradient are consistent with the seasonal cycle observed with the eddy-covariance method. However, the response of this ecohydrological gradient to different hydrometeorological conditions is contrasted, depends on the type of flux, and presents threshold effects.