



Développement d'un modèle de transfert hydrique des sols forestiers partiellement tassés dans un contexte de données parcimonieuses

Manon Martin

► To cite this version:

Manon Martin. Développement d'un modèle de transfert hydrique des sols forestiers partiellement tassés dans un contexte de données parcimonieuses. Sciences agricoles. Université d'Avignon, 2019. Français. NNT : 2019AVIG0713 . tel-02518560

HAL Id: tel-02518560

<https://theses.hal.science/tel-02518560>

Submitted on 25 Mar 2020

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.



THÈSE DE DOCTORAT
D' AVIGNON UNIVERSITÉ
Spécialité Sciences Agronomiques
École doctorale "Agrosiences et Sciences" ED 536

Présentée par
Manon MARTIN
Pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'AVIGNON UNIVERSITÉ

**Développement d'un modèle de transfert hydrique des
sols forestiers partiellement tassés dans un contexte de
données parcimonieuses.**

devant le jury composé de :

André CHANZY	DR - INRA Avignon	Directeur de thèse
Frédéric ROUGER	DR - FCBA	Co-directeur de thèse
Isabelle COUSIN	DR- INRA Orléans	Rapporteur
Isabelle BRAUD	DR- IRSTEA	Rapporteur
Noémie POUSSE	Ingénieure - ONF Avignon	Examineur
Vincent VALLES	Professeur - Avignon Université	Examineur
Stéphane RUY	CR- INRA Avignon	Co-encadrant
Philippe RUCH	Ingénieur - FCBA	Co-encadrant

Remerciements

Ces travaux de thèse résultent de la collaboration entre l'Institut Technologique FCBA et l'UMR INRA EMMAH - Avignon Université dans le cadre du projet européen EFFORTE permettant le financement des mesures expérimentales. Durant ces 3 années, j'ai eu la chance d'être entouré de nombreuses personnes m'ayant permis de mener à bien ces travaux de recherche.

Tout d'abord, je remercie l'Institut Technologique FCBA. En particulier, E. Cacot pour m'avoir proposé cette thèse suite à mon stage et pour m'avoir fait confiance dans l'accomplissement de cette tâche. Je remercie mon directeur de thèse F. Rouger pour sa participation aux différents copil. Je remercie P. Ruch pour son encadrement, son écoute et sa disponibilité mais aussi pour toutes les connaissances partagées concernant l'exploitation forestière et ses enjeux qui étaient pour moi inconnus. Je remercie M. Vuillermoz qui a piloté le projet et suivi les avancées de mes travaux avec un grand intérêt. Je remercie l'ensemble de l'équipe approvisionnement qui m'ont rapidement mis à l'aise et encouragé durant ces 3 années. Enfin je remercie la délégation Nord-Est pour m'avoir chaleureusement accueilli ainsi que pour ces moments de convivialité partagés les midis et au café.

Ensuite, je remercie l'unité EMMAH. En particulier, A. Chanzy et S. Ruy pour leur encadrement et leur disponibilité mais aussi pour leur appui scientifique et leurs conseils qui m'ont permis d'avancer dans les différentes tâches de cette thèse. Je remercie l'équipe Sol Virtuel pour m'avoir initié à l'univers de la modélisation, pour m'avoir formé à la plateforme et pour leur aide précieuse lors des bugs. Je remercie l'ensemble du personnel EMMAH sol pour leur gentillesse. Un grand merci à mes collègues de bureau, Anne-Sophie, Jeanne, José pour leur soutien et les rigolades entre deux simulations.

Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans l'aide précieuse qui m'a été apportée sur le terrain. Je remercie grandement X. Montagny pour tous les prélèvements de sol, les tests d'infiltration et les sondages TDR effectués en compagnie de nos fidèles compagnons de terrain : les moustiques. Un grand merci à N. Pousse, qui m'a souvent accompagné sur le terrain, qui m'a formé et donné goût aux sciences des sols forestiers. Je remercie l'équipe de choc (S. Ruy, X. Montagny, C. Perinot, M. Porentru et A. De Haulme) m'ayant aidé dans la campagne de terrain intensive où plus d'une centaine de tests d'infiltration ont été réalisés en 4 jours. Je remercie S. Carrière d'avoir affronté le Nord et les tiques pour m'aider à réaliser les mesures géophysiques. Je remercie B. Thomas pour le montage des centrales d'acquisition et pour ses instructions claires et précises nous ayant grandement facilité l'installation. Je remercie M. Debroux pour les expériences menées sur les litières malgré les températures caniculaires.

Je remercie l'Office Nationale des Forêts, notamment le pôle Recherche et Développement pour leur appui dans l'identification des sites de l'observatoire des cloisonnements. Je remercie également l'ensemble des techniciens forestiers territoriaux m'ayant permis de réaliser les mesures expérimentales dans leur parcelle. Je remercie en particulier B. Dardaigne de m'avoir fait connaître le fameux pâté lorrain.

Je remercie les stagiaires qui ont participé à ces travaux M. Ba, M. Porentu pour les expériences sur les litière, A. Tornambre pour les tests d'infiltration des sites de Sarrebourg et Fénétrange en enfin A. Traore que j'ai eu plaisir à encadrer.

Je remercie les membres de mon comité de pilotage mais aussi l'unité BEF et EEF de l'INRA Champenoux pour m'avoir fourni les données des sites ateliers. Je remercie L. Lassabatère pour son aide dans l'analyse des tests d'infiltration. Je remercie tous les partenaires du projet EFFORTE que j'ai eu le plaisir de rencontrer lors des différentes réunions.

Je remercie mes parents, mon frère, ma belle-soeur, ma grand-mère et le reste de ma famille qui m'ont appuyé pendant ces 3 années de thèse. Je tiens à dédicacer ce manuscrit à ma nièce qui représente la nouvelle génération dans laquelle, je l'espère, les enjeux environnementaux seront traités comme une priorité.

Pour terminer, ces huit années universitaires m'ont enrichi en connaissance mais aussi en amitié. Je souhaite remercier tous mes amis rencontrés durant cette période, que ce soit à la fac, en collocation, à l'inra. Merci aux copains géologues qui ont été présents depuis le début et qui m'ont soutenu dans les moments difficiles.

Résumé

L'augmentation de la mécanisation lors de l'exploitation forestière combinée aux changements climatiques augmente le risque de circuler dans les mauvaises conditions et donc de dégrader les sols. C'est pourquoi il est nécessaire de développer des outils d'aide à la décision capables de prédire la praticabilité des sols forestiers. Cependant, évaluer la praticabilité avec des outils simples et des données facilement accessibles est complexe. En effet, elle dépend de multiple facteurs : la susceptibilité du sol à se déformer, la charge appliquée, le seuil de déformation toléré et l'état hydrique du sol. Ce travail vise à mieux comprendre et prévoir la dynamique hydrique $\theta(t)$ des sols forestiers et des cloisonnements (i.e. chemins dédiés à la circulation des engins forestiers). Les objectifs sont les suivants : (i) améliorer notre compréhension de l'effet du tassement sur $\theta(t)$ des sols forestiers, (ii) paramétrer un modèle de fonctionnement hydrique en contexte forestier et (iii) être capable de prédire l'humidité θ des sols dans un contexte opérationnel. Nous avons mis en place un observatoire des cloisonnements qui a permis de fournir une base de données sur les propriétés hydrodynamiques des sols forestiers et sur $\theta(t)$. Nous avons estimé les paramètres hydrodynamiques (PH) avec la méthode BEST sur des binômes de sols circulés-non circulés. Nous avons développé une loi de passage prédisant les valeurs de la teneur en eau à saturation θ_{sat} et de la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} des sols circulés à partir de ceux non circulés. Ensuite, nous avons paramétré un modèle de fonctionnement hydrique mécaniste basé sur l'équation de Richards en contexte forestier. Nous avons évalué la capacité du modèle à prédire $\theta(t)$ selon différents jeux de PH estimés par : la méthode BEST, une fonction de pédotransfert FPT ou calage. Le modèle combiné aux PH estimé par la méthode BEST mène à des problèmes de dessèchement de la couche intermédiaire en période estivale. L'utilisation d'une FPT conduit à un plus faible pouvoir prédictif mais ne simule la phase de dessèchement. La stratégie choisie consiste à utiliser la méthode BEST comme première estimation des PH et ensuite d'en caler certains par inversion. Enfin, nous avons développé un modèle empirique utilisable en conditions opérationnelles. Nous avons utilisé le modèle mécaniste pour générer une base de données virtuelle permettant (i) d'identifier les principaux mécanismes impliqués dans la dynamique de dessèchement des sol à prendre en compte et (ii) de caler et valider le modèle empirique. Il est capable de prédire le "jour de praticabilité" avec une résolution de 1.5 à 2.5 jours en période estivale. En période hivernale, sa précision n'est pas satisfaisante (rmse = 8.4 j), elle s'explique par la sensibilité du modèle aux événements pluvieux fréquents et rapprochés. Le modèle empirique s'applique pour une seule configuration "sol x peuplement x climat x seuil" et mérite d'être calé dans d'autres contextes.

Mots clés : sols forestiers, compaction, fonctionnement hydrique, praticabilité, tests d'infiltration, propriétés hydrodynamiques, modélisation, fonction de pédotransfert..

Abstract

The increase of the mechanization during logging combined with climate changes increases the risk of driving in not suitable conditions and thus degrading soils. This is why it is necessary to develop decision support tools capable of predicting the practicability of forest soils. However, assessing practicability with simple tools and easily accessible data is complex. It depends on the susceptibility of the soil to deformation, the load applied, the accepted threshold of soil deformation and the water state of the soil. This work aims to better understand and predict the water dynamics of forest soils and of the skid trails (i.e. roads dedicated to the circulation of forest machines). The objectives are : (i) to improve our knowledge of the compaction effect on forest soil water dynamic, (ii) to parametrize a model predicting the soil water flow under forest context and (iii) to be able to predict the soil water content θ of forest soils in an operational context. This work was carried out in three stages. First, we established an observatory of skid trails that has provided a data base on forest soil hydraulic properties and water dynamic. We estimated the hydraulic properties with the BEST method on circulated and non-circulated soils. We have developed a law predicting the values of the saturation water content θ_{sat} and the saturation hydraulic conductivity K_{sat} of circulated soils from those not circulated. Then, we have parametrized in forest context a mechanistic model based on Richards equation. We evaluated the ability of the model to predict θ according to different hydraulic parameters : BEST method, pedotransfert function PTF and optimization. With the hydraulic parameters estimated from BEST method, the model leads to problem of middle layer drying during the summer period. With pedotransfer function, the model leads to a poorer prediction but does not simulate the drying phase. The strategy chosen is to use the BEST method as the first estimate of the hydraulic parameters and then to calibrate some of them by inversion. Finally, we have developed an empirical model that can be used in operational conditions. We used the mechanistic model to generate a virtual data set to (i) identify the main mechanisms involved in soil drying dynamics that need to be taking into account and (ii) calibrate and validate the empirical model. It is able to predict the "day of traffic" with accuracy of 1.5 to 2.5 days in summer. In winter, its accuracy is not satisfactory (rmse = 8.4 days) and is explained by the model sensitivity to weather sequences composed of frequent and nearby rainfall events. The empirical model is applicable to a single configuration "soil x stand x climate x threshold" and should be calibrated in other contexts.

Key-words : forest soils, compaction, water dynamic, practicability, infiltration tests, hydraulic properties, modelling, pedotransfert function.

Table des matières

Introduction générale	6
I Des problèmes de praticabilité des sols forestiers aux transferts hydriques et leur modélisation	13
Introduction de la partie I	15
1 Les risques de dégradation des sols liés à la circulation d'engins	17
1.1 L'exploitation forestière et sa mécanisation	17
1.2 La susceptibilité des sols au tassement	21
1.3 Conséquences du tassement sur le transfert hydrique des sols	24
1.3.1 Généralité sur le transfert hydrique des sols	24
1.3.2 Modélisation de l'écoulement de l'eau	31
1.3.3 Effet du tassement sur le transfert hydrique des sols	32
1.4 Prévention et praticabilité des sols	33
1.5 Conclusion du chapitre : enjeux en terme de praticabilité des cloisonnements et projet EFFORTE	36
2 Modélisation du fonctionnement hydrique des sols forestiers	39
2.1 Les modèles hydrologiques du système "sol- plante- atmosphère"	39
2.2 Quelques modèles de fonctionnement hydrique forestier	41
2.3 Choix du modèle	43
2.4 Description du modèle	46
2.4.1 Partitionnement de la demande climatique	47
2.4.2 Interception de la pluie par la canopée et évaporation	50
2.4.3 Transpiration et prélèvement racinaire	51
2.4.4 Interception de la pluie par la litière et évaporation	52
2.4.5 Écoulement de l'eau dans le sol	54
2.4.6 Ruissellement	55
Conclusion de la partie I	57

II	Caractérisation et compréhension du comportement hydrique des cloisonnements	59
	Introduction de la partie II	61
3	Mise en place d'un observatoire des cloisonnements	63
3.1	Critères de sélection, localisation et description des sites	63
3.2	Caractérisation initiale des placettes d'étude	68
3.2.1	Du matériau parental au couvert forestier	68
3.2.2	Estimation des paramètres hydrodynamiques avec la méthode BEST	79
3.3	Suivi hydrique des sites de l'observatoire	88
3.3.1	Chroniques hydriques	88
3.3.2	Sondage TDR itinérant	100
3.4	Conclusion partielle	105
4	Règle de détermination des propriétés hydriques des cloisonnements	108
4.1	Objectifs	108
4.2	Démarches et principaux résultats	108
4.3	Characterization and prediction of hydraulic properties of compacted forest soils	112
4.3.1	Introduction	112
4.3.2	Materials and method	113
4.3.3	Results	120
4.3.4	Discussion	130
4.4	Limites et pistes d'amélioration	135
	Conclusion de la partie II	136
III	Prédiction de la dynamique hydrique des sols forestiers et de leur praticabilité	137
	Introduction de la partie III	139
5	Mise en oeuvre et évaluation d'un modèle mécaniste de référence	141
5.1	Le partitionnement de la demande climatique à travers les différents compartiments du système	141
5.1.1	Le compartiment "canopée"	141
5.1.2	Le compartiment "litière"	146
5.1.3	Le compartiment "racines"	151
5.1.4	Qualité des simulations après le paramétrage de la pompe évaporative du modèle	154

5.2	Le paramétrage du profil de sol selon différentes stratégies	156
5.2.1	Simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques estimés par la méthode BEST	158
5.2.2	Simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques optimisés	161
5.2.3	Simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques estimés par une fonction de pédotransfert	177
5.3	Évaluation du modèle	183
5.3.1	Restitution des humidités ponctuelles	183
5.3.2	Évaluation du modèle d'estimation des propriétés hydrodynamiques des sols tassés	186
5.4	Discussion et conclusion du chapitre	191
6	Développement d'un modèle empirique pour prédire la praticabilité des sols forestiers	195
6.1	Objectifs et démarches	195
6.2	Empirical model predicting the trafficability of compacted silty forest soil .	196
6.2.1	Introduction	196
6.2.2	Materials and methods	197
6.2.3	Results	205
6.2.4	Conclusion and discussion	214
	Conclusion de la partie III	217
	Conclusion générale	220
	Bibliographie	228
	Annexes	248
I	Mesures expérimentales : Caractérisation des sols de l'observatoire des cloi- sonnements et suivi hydrique	249
II	Paramètres hydrodynamiques moyens des sites de l'observatoire des cloi- sonnements	251
III	Estimation du coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert : démarches et résultats	253
IV	Mesures expérimentales réalisées sur les litières	255
V	Analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques sur Hesse	259

Introduction générale

Les écosystèmes forestiers couvrent presque 30% de la surface totale du globe et sont les écosystèmes les plus riches du monde en terme de biodiversité (FAO, 2016). Les bénéfices rendus aux hommes par les écosystèmes sont appelés "services écosystémiques" par le *Millenium Ecosystem Assessment*. Ils incluent les bénéfices d'approvisionnement comme la nourriture, l'eau, le bois de construction et les fibres, les bénéfices de régulation du climat, des maladies, des polluants, de la qualité de l'eau, les bénéfices culturels récréatifs, esthétiques et spirituels et enfin les bénéfices d'auto-entretiens tels que la formation des sols, la photosynthèse et le cycle des nutriments (MEA, 2005). Les services rendus par les écosystèmes forestiers sont nombreux : habitats pour la biodiversité, protection des bassins versants et prévention de l'érosion des sols, qualité de l'air, régulation du climat et séquestration du carbone, récréation et tourisme, valeurs culturelles (Douglas, 2001). Cependant les pressions exercées sur ces écosystèmes augmentent : conversion en terres agricoles, augmentation de la demande de fibres et de bois à des fins énergétiques (WWF, 2018). Même si la perte de surface forestière diminue grâce aux campagnes de reforestation et des efforts de régulation des terrains forestiers convertis en terres agricoles, la qualité des forêts (i.e. capacité à fournir des services écosystémiques) décroît à un taux de 0.6% par année (Potapov et al., 2017).

Les services rendus par les sols sont également importants : flux d'eau, filtre des polluants, stockage du carbone, habitats pour la biodiversité, support pour la production d'aliments, de biomasse, de fibre, fourniture de matériaux, support physique, esthétique des paysages et patrimoine archéologique (Dominati et al., 2014; Walter et al., 2015). La dernière étude de l'IPBES (*Intergovernmental Platform on Biodiversity and Ecosystem Services*), concernant l'évaluation de la dégradation et de la restauration des sols, a montré que seulement 25% des sols de la planète n'ont pas été touchés par l'activité humaine (IPBES, 2018). La première source de dégradation étant la mauvaise gestion de la ressource et l'augmentation de la demande des produits dérivés des sols alors qu'une diminution de leur capacité à les fournir est observée.

Les sols forestiers ne sont pas épargnés et une mauvaise gestion des forêts peut contribuer à la dégradation des sols (Hermans et al., 2019). La gestion durable des forêts est définie comme étant "une bonne gestion et utilisation de la ressource forestière et des sols forestiers de manière à maintenir leur biodiversité, leur vitalité, leur potentiel de remplir, maintenant et dans le futur, leur fonction écologique, biologique et économique de manière efficace à l'échelle locale, nationale et globale, et ne doit pas causer de dommages aux autres écosystèmes" (Mackey et al., 2015; Hermans et al., 2019). Les forêts gérées durablement peuvent être de meilleurs puits de carbone que des forêts non exploitées car le prélèvement de dioxyde de carbone de l'atmosphère est plus efficace chez les jeunes peuplements (Poorter, 2016; Trofymow et al., 2008; Hermans et al., 2019). Une étude,

visant à identifier les types de gestion des sols français pouvant augmenter le stockage du carbone, a montré que les sols forestiers contiennent 38% du stock de carbone total, équivalent à 81 ± 35.4 tC/ha (Pellerin et al., 2019). Il est difficile pour les sols forestiers d'en stocker d'avantage mais l'enjeu est de pouvoir maintenir les réserves. Or certaines pratiques comme la préparation mécanisée des sols avant la plantation, la récolte intensive de biomasse et le raccourcissement des rotations (i.e. durée de vie du peuplement avant la coupe définitive), ont un impact négatif sur la séquestration du carbone (Pellerin et al., 2019).

Une des stratégies possible pour limiter les émissions de gaz à effet de serre (GES) est d'utiliser la filière forêt-bois comme levier pour atténuer le changement climatique. En effet, du carbone peut être stocké dans les produits issus de la filière forêt-bois et les émissions de GES peuvent être réduites par l'usage du bois en remplacement des énergies fossiles (i.e. effet de substitution-énergie) ou de matériaux tels que le béton et l'acier (i.e. effet de substitution-produit). Les futures orientations de la gestion forestière (taux de prélèvement, reboisement) et l'usage et la durée de vie des produits issus de la filière influenceront le bilan carbone. Roux et al. (2017) ont montré que l'intensification du prélèvement de bois ralentirait le stockage du carbone dans la biomasse mais serait compensé par le stockage des produits de longue durée (i.e. effet de substitution). Dans le cas où cette stratégie est adoptée, l'enjeu de la filière forêt-bois sera de trouver un consensus entre satisfaire la demande et ne pas dégrader les services écosystémiques rendu à la fois par la forêt et par les sols.

En 2017, 38.3 Mm³ de bois ont été récoltés puis commercialisés en France métropolitaine (FCBA, 2018). Cependant la ressource forestière reste sous exploitée par rapport à la production biologique. Une intensification de la récolte en bois est alors attendue dans le futur, impliquant l'augmentation de l'intervention d'engins forestiers et les risques de dégradation du fonctionnement des sols engendrant des problèmes d'érosion et d'exportation d'éléments nutritifs mais aussi de tassement des sols. Le tassement des sols peut avoir des conséquences sur la croissance des peuplements et la capacité de régénération des peuplements (Brais, 2001; Gomez et al., 2002; Smith, 2003) et des sols (Rab, 2004; Goutal et al., 2013). Afin de réduire les surfaces de sol circulées pendant les opérations de récolte des bois, il est recommandé d'ouvrir des chemins, appelés cloisonnements, dédiés à la circulation des engins (Fig. 1). Comme l'ensemble des passages sont limités à des fractions de sol, l'enjeu est de les maintenir en état à court et long terme et de garantir leur trafficabilité. Les gestionnaires forestiers fixent une limite de dégradation, en général la profondeur d'ornière, que les exploitants ne doivent pas dépasser. Une fois cette limite atteinte, le chantier est stoppé.

Les risques de dégradation des sols dépendent de leur susceptibilité au tassement (ou capacité de portance) et de leur état hydrique au moment du passage. Plusieurs études ont montré que le changement climatique allait intensifier le cycle hydrologique ce qui aura pour conséquence de diminuer le nombre total d'évènements pluvieux mais d'augmenter le nombre de forts épisodes pluvieux (Trenberth, 2011; Pendergrass, 2018; Hermans et al., 2019). Ces évènements apporteront à la surface du sol de grandes quantités d'eau en peu de temps. Un sol perméable sera capable d'assurer le drainage rapide de ces volumes d'eau, ce qui ne sera pas le cas des sols peu perméables tels que les sols tassés. Le problème de ressuyage des sols peut s'accroître avec la présence d'ornières, qui de par leur forme, ont tendance à accumuler l'eau dans le passage des roues de l'engin (Fig. 1b).

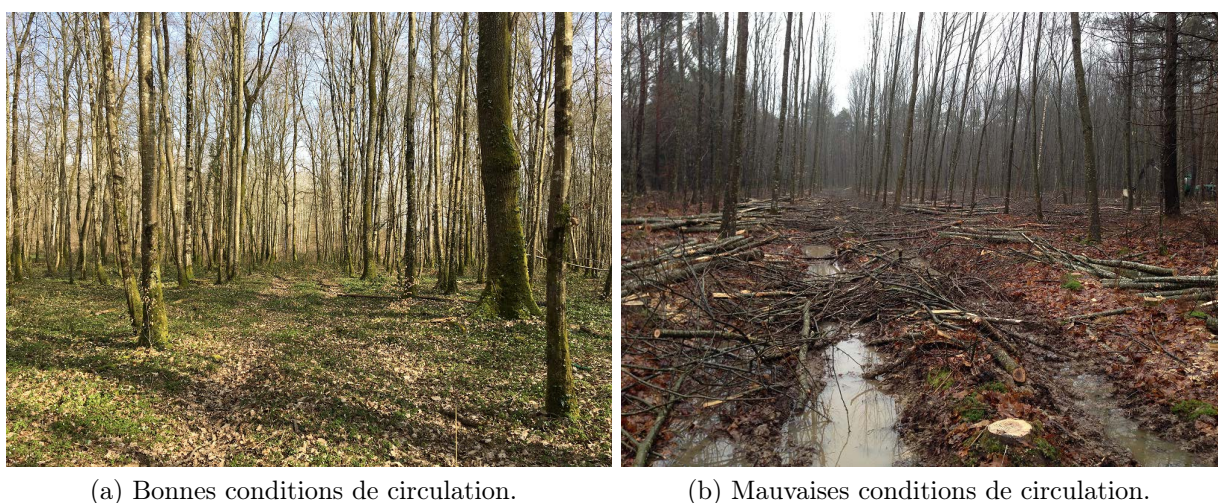


FIGURE 1 – Exemple de cloisonnements dont les conditions de circulation sont (a) bonnes et (b) mauvaises.

A l'avenir, le nombre d'opérations de récolte du bois et donc le nombre d'interventions des engins forestiers sur les cloisonnements risque d'augmenter alors que les périodes de bonnes conditions de circulation diminueront. Dans un souci de gestion durable des forêts, il est nécessaire de développer des outils d'aide à la planification des chantiers forestiers pour les gestionnaires afin de prévenir les risques de dégradation du fonctionnement des sols et de ralentissement de la régénération des peuplements. De tels outils ne sont pas simples à établir puisque plusieurs processus dynamiques inter-dépendants doivent être confrontés pour obtenir des informations sur : (i) la déformation des sols résultants de leur propriétés mécaniques, (ii) l'évolution de la teneur en eau des sols résultant des propriétés hydrodynamiques des sols et des conditions climatiques. La trafficabilité dépend donc de l'interaction entre le sol, la teneur en eau et l'engin utilisé (i.e. charge appliquée à la surface du sol). Les caractéristiques du sol sont des paramètres sur lesquels nous ne pouvons intervenir à l'inverse de la teneur en eau qui varie au cours du temps et des équipements forestiers qui peuvent être modifiés selon les conditions de circulation.

Dans ce travail, nous apporterons une attention particulière à la teneur en eau. Cette variable agit sur les propriétés mécaniques des sols, ainsi connaître les propriétés mécaniques et l'état hydrique du sol rend possible la prédiction de la déformation des sols et donc le leur trafficabilité.

Les objectifs de cette thèse sont les suivants :

1. Améliorer notre compréhension de l'effet du tassement sur les propriétés hydrodynamiques et le fonctionnement hydrique des sols forestiers.
2. Paramétrer un modèle mécaniste en contexte forestier et être capable de simuler l'effet du tassement sur le régime hydrique.
3. Proposer une méthode pour prédire l'humidité et la trafficabilité des sols forestiers dans un souci d'opérationnalité.

L'une des principales limites de ce travail est l'absence de références expérimentales sur le fonctionnement hydriques des sols faisant le parallèle entre les sols tassés tels que les cloisonnements et les sols non tassés. Nous avons donc mis en place un observatoire des cloisonnements regroupant 14 sites situés dans le quart Nord-Est et Centre de la France où les propriétés hydrodynamiques et l'évolution de la teneur en eau ont été mesurées sur des binômes de sol tassé/non tassé. Cette base de données nous permettra de mieux comprendre le fonctionnement hydrique des cloisonnements mais également de fournir des données expérimentales permettant de paramétrer un modèle mécaniste. Enfin, nous avons développé un modèle empirique utilisable en conditions opérationnelles sur la base des connaissances apportées par l'observatoire des cloisonnements et le modèle mécaniste.

Le document s'articule selon 3 parties chacune composée de deux chapitres :

1. La première partie constitue un état de l'art sur la problématique du tassement des sols forestiers et la modélisation de leur fonctionnement hydrique. Le chapitre 1 a pour objectifs (i) de comprendre les problématiques liées à la praticabilité des sols forestiers et (ii) d'évaluer les risques et les conséquences du tassement sur les propriétés physiques et hydrodynamiques des sols. Le chapitre 2 apporte des pistes sur les possibilités de modéliser le transfert hydrique des sols forestiers tassés et décrit le modèle mécaniste sélectionné.
2. La seconde partie décrit l'observatoire des cloisonnements et la caractérisation expérimentale du fonctionnement hydrique des sols forestiers tassés. Le chapitre 3 présente les sites composant l'observatoire et les mesures expérimentales réalisées. Nous verrons dans ce chapitre comment le tassement agit sur le fonctionnement

hydrique des cloisonnements. Le chapitre 4 concerne l'analyse des propriétés hydrodynamiques. Nous évaluerons si l'intensité de dégradation du sol, caractérisée par des indicateurs visuels, peut être utilisée comme proxy des modifications du fonctionnement hydriques des sols tassés et nous développerons des méthodes simples permettant de prédire les propriétés hydrodynamiques des cloisonnements.

3. La troisième et dernière partie concerne la modélisation du fonctionnement hydrique, basée sur les résultats de la partie précédente. Le chapitre 5 présente l'étape de paramétrage des différents compartiments (sol/litière/canopée) simulés par le modèle mécaniste. Nous testerons trois stratégies permettant de décrire le compartiment sol selon différents niveaux d'accessibilité des données puis nous évaluerons la capacité du modèle à reproduire les observations. Enfin le chapitre 6 présente la démarche proposée, basée sur les sorties du modèle mécaniste, pour développer un modèle empirique capable de prédire la trafficabilité des sols avec les données climatiques et un seuil de trafficabilité.

Ce document se termine classiquement par une conclusion et les perspectives envisageables pour prolonger ce travail.

Première partie

Des problèmes de praticabilité des sols forestiers aux transferts hydriques et leur modélisation

Introduction de la partie I

Le tassement est un des processus majeur de dégradation de la physique des sols et concerne à la fois les activités agricoles et sylvicoles. En contexte forestier, l'intensification de la mécanisation des opérations de récolte du bois, les modifications climatiques et le besoin d'un approvisionnement en bois régulier des scieries sont les facteurs à l'origine de la circulation des engins dans de mauvaises conditions, c'est-à-dire lorsque le sol n'est pas praticable. L'objectif de cette partie est de comprendre les problématiques liées à la praticabilité des sols forestiers, d'évaluer les risques et les conséquences du tassement sur les propriétés hydrodynamiques des sols, et d'apporter des pistes sur la manière de modéliser le transfert hydrique de sols forestiers tassés. Cette partie s'articule en deux chapitres :

- Le premier chapitre vise à conceptualiser le contexte de l'étude en reprenant les généralités sur l'exploitation forestière et les causes des problèmes de praticabilité des sols. Nous expliquerons en quoi les sols forestiers sont sensibles au tassement, puis nous décrirons les conséquences du tassement sur les propriétés physiques et hydrodynamiques des sols mises en évidences par les études antérieures. Ensuite, nous verrons quelques exemples de pratiques et d'outils permettant de prévenir le tassement. Pour finir, nous identifierons les nouveaux besoins en terme de gestion de la praticabilité des sols forestiers et introduirons en quoi les travaux menés dans cette étude contribueront à y répondre.
- Le second chapitre vise à comprendre comment peuvent être modélisé le fonctionnement hydrique du système "sol-plante-atmosphère". Pour cela nous définirons les grandes familles de modèles capables de simuler le bilan hydrique des sols. Ensuite nous décrirons, brièvement, plusieurs modèles forestiers. La comparaison de ces modèles permettra d'étayer le choix du modèle sélectionné dans cette étude. Enfin, nous décrirons la structure du modèle sélectionné.

Chapitre 1

Les risques de dégradation des sols liés à la circulation d'engins

Dans ce chapitre, nous introduirons le contexte général de l'étude au regard des problèmes de praticabilité des sols forestiers. Nous rappellerons quelques généralités sur le transfert hydrique des sols et synthétiserons quelles sont les conséquences du tassement sur leurs propriétés hydrodynamiques. Nous mettrons également en évidence les nouveaux enjeux concernant le développement d'outils d'aide à la décision ayant comme rôle d'éviter les dégradations des sols forestiers pendant les opérations de récolte.

1.1 L'exploitation forestière et sa mécanisation

Après la dernière glaciation, la forêt recouvrait 80% de la superficie du territoire français actuel. Au XIXe siècle, elle chute à 13,6% suite à la croissance démographique induisant un besoin de terrain agricole, de bois d'œuvre et de bois de chauffage (Dernadou et al., 2017). Aujourd'hui, les forêts représentent 31% de la surface du territoire. Cette augmentation est due à l'intensification de la productivité agricole conduisant à l'abandon des terres peu fertiles, à l'arrivée de nouvelles sources énergétiques comme le charbon, le pétrole et l'électricité mais également au reboisement soutenu par le FFN (Fonds Forestiers National) (Dernadou et al., 2017). De nos jours, la ressource forestière est sous exploitée, c'est-à-dire qu'il existe un écart entre la récolte en bois et la production biologique. Ceci peut s'expliquer notamment par la diversité des essences françaises et le morcellement des forêts privées. En effet, 75% des forêts métropolitaines sont privées (contre 25% de forêts publiques), compliquant ainsi la gestion des exploitations forestières (IGN, 2018).

L'exploitation forestière a pour but d'approvisionner en bois les industries et la population, il s'agit de la première étape de transformation et de valorisation du bois. Elle se divise en trois phases : la reconnaissance des coupes, la récolte et la commercialisation des produits

de coupe. La récolte du bois au sens strict (ou exploitation forestière) nécessite trois opérations successives (FCBA, 2018) :

- (1) Le bucheronnage, qui comprend notamment l'abattage, l'ébranchage et l'empilage des billons (2 m) ou des grumes (>6 m) de bois, s'effectue manuellement ou par une abatteuse (ou machine de bucheronnage). Cette dernière est équipée d'une tête d'abattage qui coupe les troncs à leur base, les pivote parallèlement au sol, les ébranche et les billonne.
- (2) La vidange du bois correspondant à l'opération de déplacement du bois en forêt vers une aire de dépôt par portage (débardage) ou par halage (débusquage). Le débardage s'effectue par un porteur, engin qui place les billons dans sa remorque à l'aide d'une grue munie d'un grappin mécanisé, tandis que le débusquage s'effectue pour les bois longs par un débusqueur où le tronc d'arbre est tracté par un câble ou une pince.
- (3) Les travaux sur aire de dépôt comme le chargement/déchargement, l'empilage, le tri, la découpe et le cubage.

La Figure 1.1 présente les différents engins d'exploitation forestière intervenant lors d'une coupe. Ces engins sont lourds et peuvent atteindre 40t en charge (Greacen et Sands, 1980).



FIGURE 1.1 – Les différents engins d'exploitation forestière les plus courants en France intervenant lors d'une coupe.

Ces différentes opérations se font majoritairement à l'aide d'engins, qui sont une source de confort et de sécurité pour les travailleurs mais aussi de rentabilité. Face à l'augmentation de la mécanisation, les sols forestiers sont confrontés à des risques de tassement qui vont entraîner une dégradation de leur fonctionnement et engendrer : tassement, érosion et exportation d'éléments nutritifs (Lamandé et al., 2004). Les conséquences du tassement sur la croissance des arbres sont synthétisés dans la figure 1.2. La prise de conscience concernant la dégradation physique des sols forestiers par le tassement liée à la mécanisation de la récolte en bois date de 1999 en France. En effet, les tempêtes Lothar et Martin qui ont eu lieu en décembre 1999 ont endommagé près d'un million d'hectares de forêts sur le territoire français (IFN, 2003). D'énormes volumes de bois, équivalents à 4 années de récolte, ont dû être débordés en urgence afin de diminuer les pertes économiques. Cependant l'utilisation d'engins sur des sols humides combinée à une mauvaise organisation de la récolte ont engendré des dégâts aux sols considérables. Suite à cette situation préoccupante de nombreuses études ont été menées sur les conséquences du tassement des sols et des peuplements. Cet aspect sera abordé plus en détail dans les paragraphes suivants. La notion de praticabilité des sols forestiers est alors abordée. Elle caractérise les meilleures conditions d'accès au chantier sans détériorer les sols et le peuplement à court et long terme.

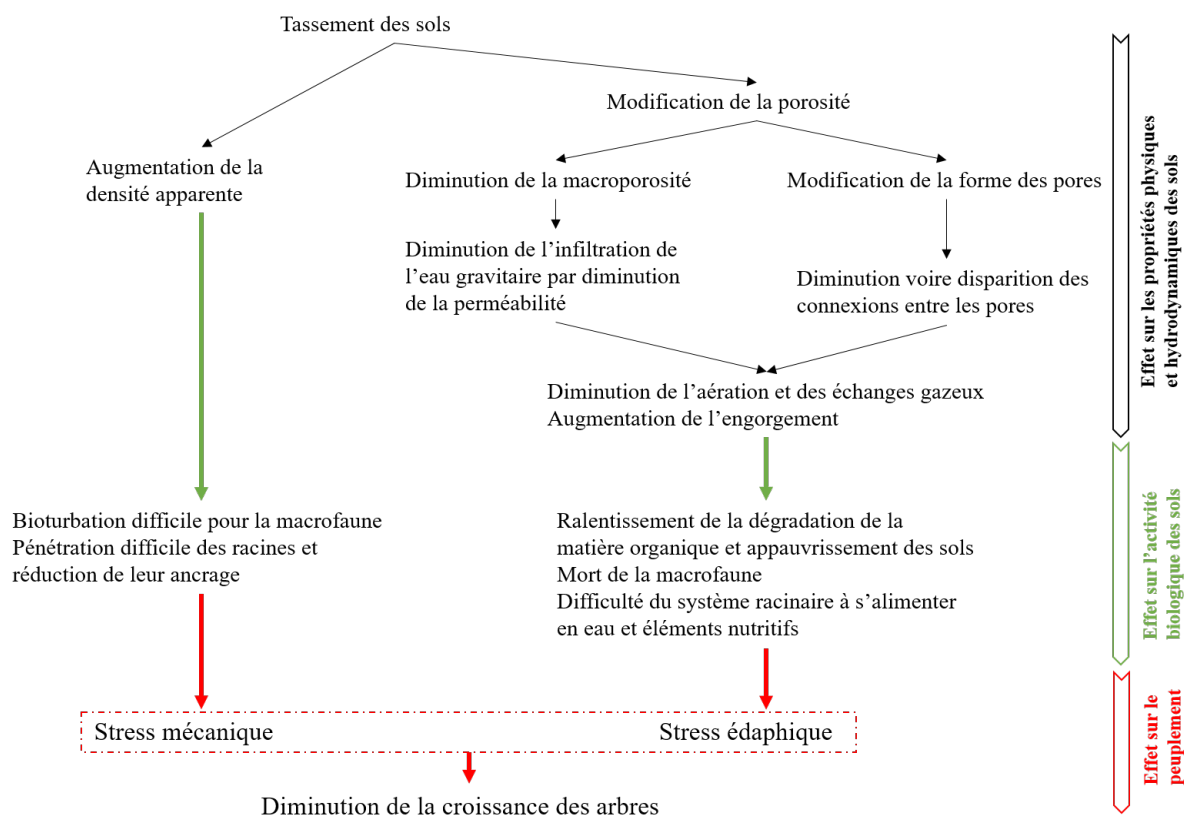


FIGURE 1.2 – Conséquences du tassement sur la croissance des arbres et processus en jeu.

Des études, visant à évaluer la superficie cheminée par les engins sans aménagement organisationnel particulier, ont révélé que 75% à 80% de la surface totale de la parcelle sont circulées pendant une opération de récolte (McMahon et al., 1999; Lacey et Ryan, 2000) et 48% pendant une éclaircie (Cacot, 2001). McNabb et al. (2001) ont montré que 80% à 90% du tassement est provoqué lors des 3 premiers passages de l'engin, lorsque l'humidité du sol est supérieure à sa capacité au champ¹.

Le guide Prosol "Pour une exploitation forestière respectueuse des sols et de la forêt" (ONF et FCBA, 2009) recommande fortement la mise en place de cloisonnements, i.e. chemins permanent dédiés à la circulation des engins, afin de réduire la surface circulée et les risques de dégradation physique des sols. La figure 1.3 schématise l'implantation des cloisonnements dans une parcelle. Ils mesurent environ 4 m de large et sont espacés d'environ 18 m (i.e. portée moyenne des grues des engins forestiers).

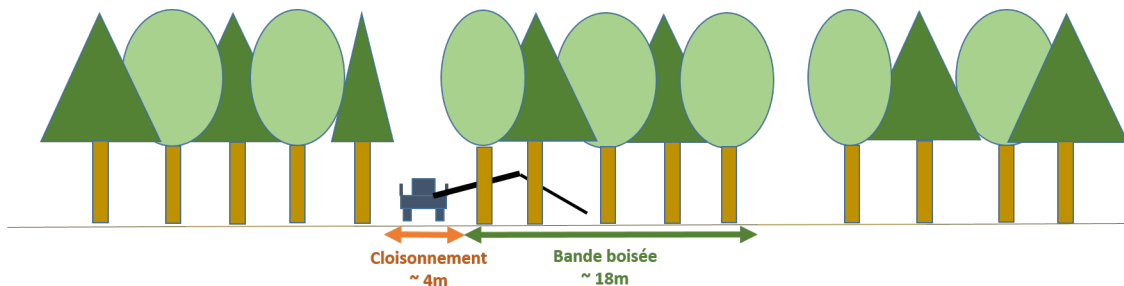


FIGURE 1.3 – Schéma d'une parcelle forestière avec cloisonnements tiré de ONF et al. (2017)

Les engins forestiers sont amenés à intervenir plusieurs fois sur les cloisonnements pendant le cycle de révolution d'un peuplement. Prenons comme exemple une chênaie, où nous regarderons brièvement les différentes étapes nécessaires entre la plantation jusqu'à la récolte définitive du peuplement ($\simeq 150$ ans) (ONF et al., 2017). La première opération consiste à ouvrir les cloisonnements d'exploitation lorsque le peuplement a environ 25 ans. La seconde série d'opérations consiste à éclaircir progressivement le peuplement : ce sont les coupes d'éclaircie ou d'amélioration. Il s'agit d'éliminer les arbres les plus proches des individus d'intérêt de manière à favoriser leur développement. En général une dizaine de coupes sont réalisées entre 30 et 130 ans. La troisième série d'opérations concerne les coupes de régénération quand les arbres ont atteint leur dimension optimale. Les arbres d'intérêt sont récoltés et valorisés en billons ou en bois énergie. Elles sont réalisées 2 fois à 140 et 145 ans. La dernière opération concerne la coupe définitive où 90% du peuplement est récolté, les 10% restant correspondent aux jeunes arbres de bonne qualité assurant la génération future. Une étude a montré que sur l'ensemble de la révolution

1. Terme agronome permettant de définir la quantité d'eau restante dans la porosité d'un sol après une pluie et 24h de ressuyage

d'une chênaie, l'entrée d'un cloisonnement se voit circuler environ 200 fois (contre 70 en fin de cloisonnement) équivalent à 3.6 t (contre 1.3 t en fin de cloisonnement). Chaque cloisonnement est circulé, en moyenne et par coupe, 14 fois (Ginet et Ruch, 2017).

1.2 La susceptibilité des sols au tassement

Les différents facteurs du tassement

La susceptibilité d'un sol au tassement est liée à sa portance qui définit sa capacité à résister à une contrainte appliquée sans se déformer de manière irréversible (Guérif, 1994; Dexter, 1997). Elle varie selon les caractéristiques intrinsèques au sol : la granulométrie et la structure du sol (Horn et Lebert, 1994; Fleming et al., 1999), la teneur en argile (Horn et Lebert, 1994), la teneur en matière organique (Horn, 1981; Guérif, 1988) et la teneur en éléments grossiers (>2 mm) (Lewis, 1991; Fleming et al., 1999; Lamandé et al., 2004). A l'inverse des sols agricoles, les sols forestiers possèdent un système racinaire développé jouant un rôle d'armature supplémentaire contre les déformations (Cofie et al., 2000). La portance d'un sol dépend également de la teneur en eau (Gras, 1988), puisqu'elle va jouer un rôle sur les propriétés rhéologiques du sol. Il existe 3 états physiques du sol :

- (i) L'état solide, où la contrainte appliquée est inférieure ou égale à la résistance du sol. Dans ce cas, le sol ne se déforme pas.
- (ii) L'état plastique, où la contrainte appliquée est supérieure à la résistance du sol. Dans ce cas, le sol se déforme de manière irréversible par compactage² et ornièrage³.
- (iii) L'état liquide, où la contrainte appliquée est supérieure à la résistance du sol qui de plus est saturé ou quasi saturé en eau. Dans ce cas, le matériel est déplacé par fluage⁴.

Le passage d'un état à l'autre est induit par l'augmentation de la teneur en eau est défini par les limites d'Atterberg (McBride, 2002) : ce sont les teneurs en eau du sol (m^3 d'eau/ m^{-3} de sol) aux seuils de plasticité et de liquidité.

La portance diminue avec l'augmentation de la teneur en eau, par réduction des forces de frottement entre les particules. Cette tendance est accentuée pour les granulométries fines et dépend des caractéristiques intrinsèques du sol. La relation entre la portance, la teneur en eau et la matière organique est complexe. En général, la portance augmente

2. Phénomène de réduction de la masse volumique apparente par tassement des sols suite à une contrainte perpendiculaire à la surface du sol (ONF et FCBA, 2009)

3. Phénomène à l'origine de la formation d'ornières par déplacement de matériaux de part et d'autre de la roue et tassement sous la surface de contact de la roue suite à une contrainte perpendiculaire et tangentielle à la surface du sol (ONF et FCBA, 2009)

4. Phénomène à l'origine de la déformation latérale d'un sol ayant la même texture qu'un liquide visqueux suite à une contrainte perpendiculaire et tangentielle à la surface du sol (ONF et FCBA, 2009)

avec la teneur en matière organique qui joue un rôle structurant. Guérif (1994) a montré que le tassement augmente avec la teneur en matière organique pour des gammes élevées d'humidité tandis qu'il diminue pour les humidités faibles.

L'état hydrique du sol au moment du passage des engins est une variable majeure à prendre en compte dans la planification des chantiers. En effet, sur les sols agricoles, Richard et al. (1999) ont montré que la porosité structurale⁵ diminue linéairement avec l'augmentation de la teneur en eau au moment du passage de l'engin (Fig. 1.4). Défossez et Richard (2002) ont également montré l'influence de l'état hydrique des sols sur la densité apparente après circulation d'engins agricoles. McNabb et al. (2001) ont cherché à étudier la relation entre la compaction des sols forestiers et leur état hydrique pendant l'exploitation. L'étude a mis en évidence que la compaction est significative lorsque la teneur en eau du sol est supérieure ou égale à la capacité au champ. Ainsi, les sols hydromorphes sont donc très sensibles au tassement à cause de teneurs en eau élevées pendant une longue période de l'année.

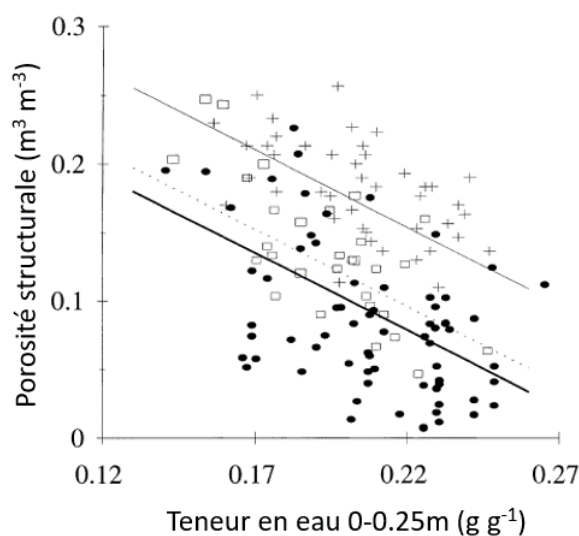


FIGURE 1.4 – Relation entre la teneur en eau moyenne à 0-25 cm du sol au moment du passage de l'engin et la porosité structurale lors de différentes opérations agricoles : (+) labour, (□) semence et (●) récolte. Tiré de Richard et al. (1999).

Typologie de la sensibilité des sols au tassement

Différentes typologies définissant la sensibilité d'un sol au tassement ont été définies. Elles intègrent les différents facteurs du tassement précédents (texture, teneur en eau, teneur en

5. Porosité formée par le travail du sol, la bioturbation et les événements climatiques (Monnier et al., 1973)

argile, pierrosité).

Au niveau français, le guide forestier Prosol (ONF et FCBA, 2009) propose une grille de détermination de la sensibilité des sols forestiers pour les gestionnaires et les responsables des chantiers forestiers. Elle définit trois classes de sensibilité (non sensible, sensible et très sensible au tassement) selon la texture et l'état hydrique du sol (Fig. 1.5).

Texture	État d'humidité			
	Sol sec sur 50 cm de profondeur	Sol frais	Sol humide	Nappe d'eau à moins de 50 cm de la surface
Sol très caillouteux (Éléments grossiers > 50%)				
Sol très sableux (sable > 70%)				
Argile dominante				
Limon dominant et sable limoneux				

	Sol non sensible au tassement
	Sol sensible = précautions nécessaires pour le passage d'engins
	Sol très sensible et impraticable pendant une période de l'année = passage d'engins impossible

FIGURE 1.5 – Grille diagnostique Française de la sensibilité des sols forestiers au tassement. Tiré de (ONF et FCBA, 2009)

En Suisse, différentes clés de détermination de la sensibilité des sols à la circulation des engins ont été établies selon la teneur en éléments grossiers (Fig. 1.6a), la pente (Fig. 1.6b), la teneur en matière organique (Fig. 1.6c), la granulométrie (Fig. 1.6d) et l'intensité d'hydromorphie (Fig. 1.6e).

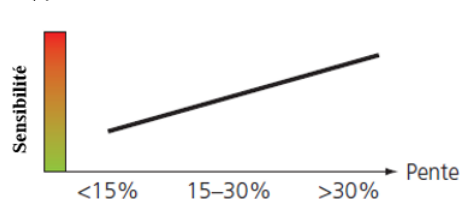
La susceptibilité des sols au tassement a largement été étudiée et intégrée dans les grilles de gestion des chantiers de récolte. Cependant, l'augmentation du risque de circulation des engins d'exploitation forestière dans de mauvaises conditions météorologiques est aussi conditionnée par :

- les contraintes vis à vis du calendrier d'intervention et la rentabilisation de l'achat d'une machine qui peuvent conduire les exploitants forestiers à travailler toute l'année, même lorsque les conditions météorologiques sont peu favorables (ONF et al.,

(a) Teneur en éléments grossiers

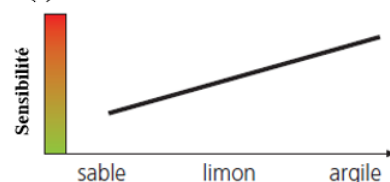
Pierrosité	Volume en pour cent [% _v]
très peu pierreux	<2 % _v
peu pierreux	2–10 % _v
moyennement pierreux	11–25 % _v
pierreux	26–50 % _v
très pierreux	>50 % _v
extrêmement pierreux	>75 % _v

Sensibilité

(b) Pente**(c) Teneur en matière organique**

Teneur en matière organique	Pour cent en poids [% _s]
peu humifère	<2 % _s
faiblement humifère	2–5 % _s
humifère	5–10 % _s
riche en humus	10–20 % _s
très riche en humus	20–30 % _s
organique	>30 % _s

Sensibilité

(d) Granulométrie**(e) Intensité d'hydromorphie**

pas d'engorgement	très peu pseudogleyifié	peu pseudogleyifié	assez pseudogleyifiés	fortement pseudogleyifié	pseudogley	stagnogley
-------------------	-------------------------	--------------------	-----------------------	--------------------------	------------	------------

Sensibilité

FIGURE 1.6 – Grille diagnostique Suisse de la sensibilité des sols forestiers au tassement selon les différentes caractéristiques. Tiré de (fédéral de l'environnement OFEV, 2016)

2017).

- le changement climatique où des épisodes pluvieux risquent d'être plus importants et plus fréquents dans les années à venir (Trenberth, 2011; Pendergrass, 2018; Hermans et al., 2019).

1.3 Conséquences du tassement sur le transfert hydrique des sols

1.3.1 Généralité sur le transfert hydrique des sols

Les constituants du sol

Le sol est la couche superficielle qui recouvre les couches géologiques. Il est formé par l'altération des roches sous-jacentes et sa diversité dépend de la nature de la roche mère, des conditions climatiques, de la topographie, de la biosphère, de son âge et de son occupation. Il est constitué d'une phase solide composée de particules minérales et de matière organique dont la fraction est plus importante dans les sols forestiers que dans les sols agricoles. La phase solide représente plus de 60% des constituants du sol, le reste étant les espaces vides qui caractérisent la porosité du sol. Cette dernière est composée d'une

phase liquide et d'une phase gazeuse dont les proportions respectives dépend des conditions météorologiques et de la période de l'année (Fig. 1.7).

Le système poral et les variations de teneur en eau

La porosité du sol est le rapport entre le volume de vide V_v et le volume total V_T du sol. Elle dépend de la granulométrie et de l'agencement des agrégats⁶ entre eux. La porosité totale du sol se distingue en différentes classes selon la taille de ses pores et de son rôle dans le fonctionnement hydrique. Luxmoore (1981) propose la classification suivante :

- la macroporosité : elle correspond aux pores de taille supérieure ou égale à 1000 μm . Ils interviennent dans l'écoulement préférentielle de l'eau à travers le profil de sol, de la surface jusqu'à la nappe.
- la mésoporosité : elle correspond aux pores de taille strictement comprise entre 10 μm et 1000 μm . Ils interviennent dans l'écoulement gravitaire de l'eau et dans les phénomènes d'hystérésis.
- la microporosité : elle correspond aux pores de taille inférieure ou égale à 10 μm . Ils retiennent l'eau capillaire par les forces de capillarités, extractible par les racines.

Par la suite, lorsque nous parlerons de macroporosité, nous considérerons les pores de taille supérieure ou égale à 10 μm , regroupant la méso et macroporosité définies par Luxmoore (1981). La quantité d'eau contenue dans la porosité ν (Eq. 1.1) par unité de volume correspond à la teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) noté θ . Cette variable évolue au cours du temps selon (i) les phases d'humectation/dessiccation générées pendant et après une pluie, (ii) l'évaporation du sol et (iii) les remontées capillaires. La teneur en eau peut s'exprimer en masse d'eau par masse de sol séché pendant 48h à 105 °C, il s'agit de la teneur en eau massique notée w (Eq. 1.2), ou bien en volume d'eau par volume de sol, il s'agit dans ce cas de la teneur en eau volumique notée θ (Eq. 1.3). La teneur en eau à saturation, notée θ_{sat} , correspond à la teneur en eau lorsque l'ensemble de la porosité est remplie. La saturation correspond au rapport entre la teneur en eau volumique et à saturation (Eq. 1.6).

6. association de particules qui génèrent des vides et donc de la porosité

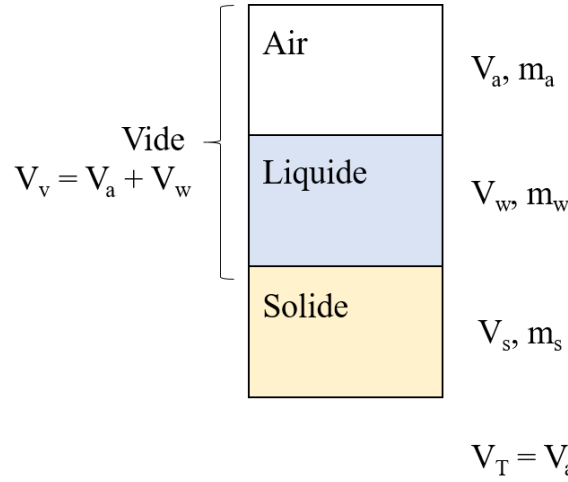


FIGURE 1.7 – Schéma simplifié des constituants d'un sol. V_a , V_w , V_s , V_v et V_T sont respectivement le volume de la phase gazeuse, de la phase liquide, de la phase solide, des vides et total. m est la masse.

$$\text{la porosité (m}^3 \text{ m}^{-3}\text{)} : \nu = \frac{V_v}{V_T} \quad (1.1)$$

$$\text{la teneur en eau massique (g g}^{-1}\text{)} : w = \frac{V_w}{V_s} = \frac{\rho_w \cdot V_w}{m_s} \quad (1.2)$$

$$\text{la teneur en eau volumique (m}^3 \text{ m}^{-3}\text{)} : \theta = W \cdot \frac{\rho_d}{\rho_w} \quad (1.3)$$

$$\text{la masse volumique sèche apparente (g cm}^{-3}\text{)} : \rho_d = \frac{m_s}{V_T} \quad (1.4)$$

$$\text{la masse volumique du solide (g cm}^{-3}\text{)} : \rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (1.5)$$

$$\text{la saturation (-)} : S = \frac{\theta}{\nu} \quad (1.6)$$

avec ρ_w : la masse volumique de l'eau (g cm⁻³)

Le potentiel hydrique du sol

L'état énergétique de l'eau dans le sol est défini par le **potentiel hydrique**, noté ψ , qui conditionne les mouvements de la phase liquide dans le sol, puisque toute différence de potentiel entraîne un mouvement de l'eau dans le sol. Le potentiel hydrique total d'un sol correspond à la somme des composants qui influencent les forces agissant sur l'eau et affectant son état énergétique (Papendick et Campbell, 1981). Pour un sol rigide et dans l'hypothèse que ses pores s'apparentent à des capillaires, les principaux composants sont les suivants :

$$\psi = h + \psi_o + \psi_g + \psi_a + \psi_w \quad (1.7)$$

- (i) Le **potentiel matriciel**, noté h , correspond aux forces liées aux interactions air-eau-solide, c'est-à-dire aux forces de capillarité et d'adsorption qui vont diminuer le potentiel hydrique. La force de capillarité dépend des forces de tension superficielle aux interfaces liquide-gaz, liquide-solide et solide-gaz et à l'affinité du solide avec l'eau (i.e. mouillabilité). L'eau monte dans un capillaire jusqu'à ce que le poids de la colonne d'eau et de la tension de surface s'équilibrent, c'est la loi de Jurin. Plus le capillaire est fin, plus la hauteur d'ascension de la colonne d'eau sera élevée. Il s'agit ici de l'eau contenue dans les micropores, disponible pour les plantes. La force d'adsorption lie les molécules d'eau dipolaires à la matrice formant ainsi une enveloppe d'hydratation peu mobile à cause de la forte attraction eau-solide. Il s'agit de l'eau d'hydratation (ou eau liée) non disponible pour les plantes. Dans le cas d'un sol saturé, le potentiel matriciel disparaît, puisqu'en absence d'interface liquide-gaz, la tension superficielle n'intervient pas. Le potentiel matriciel est alors remplacé par la pression hydrostatique correspondant à la pression exercée en un point du sol par la colonne d'eau sus-jacente.
- (ii) Le **potentiel osmotique**, noté ψ_o , qui résulte de la présence de solutés. Les molécules d'eau vont alors migrer de la zone la plus concentrée en solutés vers la zone la moins concentrée réduisant le potentiel hydrique. Dans le sol, le potentiel osmotique est souvent négligé sauf à proximité des parois cellulaires des racines.
- (iii) Le **potentiel gravitaire**, noté ψ_g , qui correspond aux forces de pesanteur lors d'un écoulement.
- (iv) Le **potentiel de pression de l'air**, noté ψ_a , qui résulte des pressions de gaz extérieures s'appliquant sur l'eau. Le potentiel de pression de l'air est souvent négligé.
- (v) Le **potentiel geostatique**, noté ψ_w , qui est causé par le poids de la masse d'eau sus-jacente présente dans un matériel poreux non rigide. Le potentiel geostatique est souvent négligé.

Le potentiel hydrique total du sol est négatif pour un sol insaturé et positif pour un sol saturé. Par définition, il est estimé en énergie, appelée énergie potentielle massique (J kg^{-1}). Elle correspond à la quantité de travail nécessaire pour transporter une quantité d'eau, depuis un état de référence vers les pores du sol, de manière réversible et à température constante. Mais il est souvent converti en charge hydraulique, noté H (m). D'autres unités sont parfois utilisées comme les bars, les pascals et le potentiel de succion pF. La

conversion entre ces différentes unités se fait par les équations 1.8 et 1.9 :

$$h = \frac{P}{\rho_w} = g \cdot H \quad (1.8)$$

$$[1] = [2] = [3]$$

$$pF = \log_{10}(|h|) \quad (1.9)$$

avec [1] : le potentiel hydrique total h (J kg^{-1}),

[2] : la pression hydrique totale ($\text{J m}^{-3} = \text{Pa}$),

[3] : la charge totale ($\text{J N}^{-1} = \text{m}$).

Les propriétés hydrodynamiques

Les flux hydriques, caractérisés par les propriétés hydrodynamiques, sont conditionnés par la nature du sol. Les propriétés hydrodynamiques sont définies par la courbe de rétention en eau $h(\theta)$ et la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ ou $K(h)$.

La **courbe de rétention en eau** traduit la quantité d'eau que peut retenir un sol pour un potentiel donné. Elle relie la teneur en eau avec le potentiel matriciel, exprimé en général en hauteur de colonne d'eau. La fraction d'eau restant dans la microporosité peut être extraite par les plantes. Plus le sol est sec, plus l'énergie nécessaire pour extraire l'eau sera importante. La relation $h(\theta)$ est donc une relation monotone décroissante. De nombreux modèles, permettant de décrire la courbe de rétention, existent dans la littérature (Brooks et Corey, 1964; Campbell, 1985; Jarvis, 1991; Dexter et al., 2001), le plus utilisé étant le modèle de Van Genuchten (1980) :

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_{\text{sat}} - \theta_r}{(1 + (|h| \cdot \alpha)^n)^m} \quad (1.10)$$

avec θ_{sat} et θ_r : les teneurs en eau à saturation et résiduelle ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$),

h : le potentiel matriciel (m),

α : le paramètre d'échelle (m^{-1}),

n et m : les paramètres de forme. $m = 1 - 1/n$ en condition de Mualem-van Genuchten et $m = 1 - 2/n$ en condition de Burdine-van Genuchten.

La figure 1.8 montre l'influence de la valeur des paramètres n et α sur la forme de la courbe de rétention. Le paramètre α est un indicateur du point d'entrée d'air de la courbe de rétention correspondant aux pores de plus grand rayon et ceux qui se vident en premier. Il influence la partie de la courbe se trouvant dans les gammes élevées et intermédiaires de teneur en eau et caractérise la macroporosité et la mésoporosité du sol : plus sa valeur est faible, plus le sol sera bien structuré. Dans cette gamme d'humidité, les courbes sont

parallèles puis convergent jusqu'à θ_r dans les gammes plus faibles. Le paramètre n retrace la distribution de la taille des pores et influence la pente du point d'inflexion de la courbe de rétention. Plus sa valeur est faible, plus la taille des pores est variée. La valeur du paramètre n des sols argileux est faible tandis que celle des sols sableux est élevée.

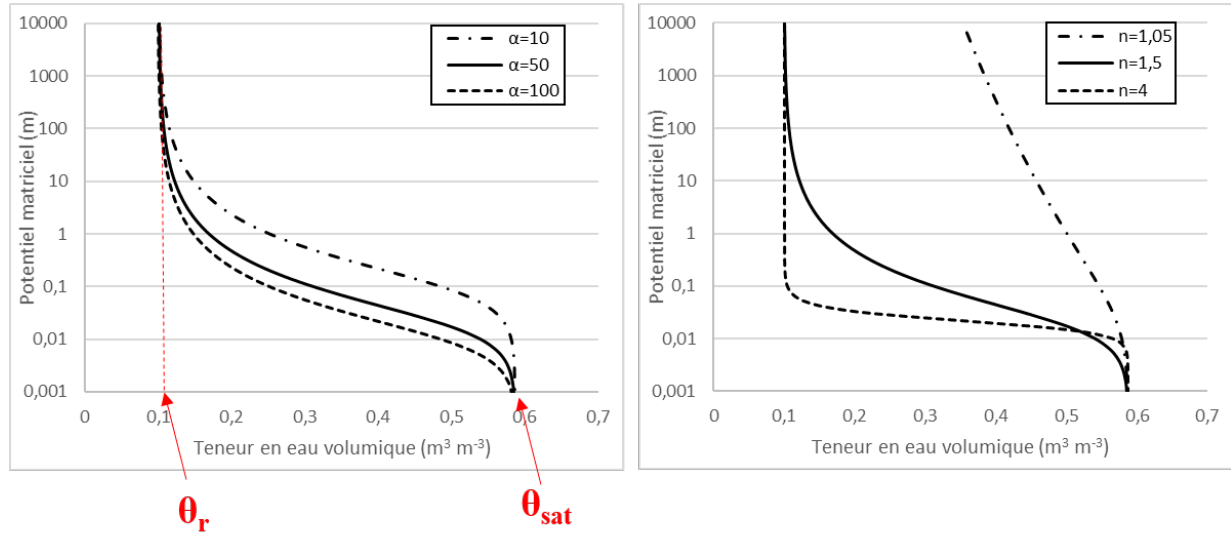


FIGURE 1.8 – Effet des paramètres n (-) et α (mm^{-1}) sur la courbe de rétention selon le modèle de Mualem-van Genuchten. $\theta_{\text{sat}} = 0.59 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $\theta_r = 0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $m = 1 - 1/n$

La **courbe de conductivité hydraulique** traduit la capacité d'un sol à infiltrer l'eau, elle relie la teneur en eau avec la conductivité hydraulique K (mm s^{-1}). Lorsque le sol est saturé, l'ensemble de la porosité est rempli et la conductivité hydraulique est maximale ($K = K_{\text{sat}}$). Au cours du dessèchement du sol, les pores vont se vider par diamètre décroissant. Les flux traversant les pores de petites tailles vont être ralentis par l'augmentation des forces de frottement, réduisant ainsi la conductivité hydraulique. Le modèle le plus couramment utilisé pour décrire la courbe de conductivité hydraulique est celui proposé par Van Genuchten (1980) (Eq. 1.11). D'autres relations sont disponibles dans la littérature (Brooks et Corey, 1964; Burdine et al., 1953).

$$K(\theta) = K_{\text{sat}} \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} \right)^l \cdot \left(1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right)^2 \quad (1.11)$$

avec θ_{sat} et θ_r : les teneurs en eau à saturation et résiduelle ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$),

K_{sat} : la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}),

l : un paramètre généralement fixé à 0.5,

m : un paramètre de forme.

Les méthodes de mesure des propriétés hydrodynamiques

Il existe plusieurs méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques :

(i) Les mesures expérimentales en laboratoire.

Pour la courbe de rétention en eau, il s'agit de mesurer des valeurs de teneur en eau θ et de potentiel matriciel h ponctuelles, lorsque l'équilibre statique est atteint, pendant le drainage ou l'humetation d'un échantillon de sol. Chaque couple (θ, h) correspond à un point de la courbe de rétention. Les dispositifs expérimentaux les plus utilisés sont les suivants :

- La table de succion (Stakman et al., 1969). Cette méthode consiste à placer un échantillon de sol saturé sur un socle poreux, en général du sable, dans une enceinte fermée raccordée à un réservoir d'eau dont le niveau peut être modifié. Augmenter le niveau d'eau tend à réduire la pression appliquée sur le socle poreux et l'échantillon, provoquant la sortie de l'eau du sol. La pression appliquée est égale à la différence entre la surface du socle poreux et le niveau d'eau du réservoir. Cette méthode est destinée aux faibles valeurs de potentiel matriciel, comprises entre 0.15 et 1 m.
- La presse de Richards (Klute, 1986). Cette méthode consiste à placer un échantillon de sol saturé dans une enceinte fermée dans laquelle est injectée de l'air sous pression faisant sortir l'eau du sol. La pression appliquée correspond au potentiel matriciel de l'échantillon. Cette méthode est destinée aux fortes valeurs de potentiel matriciel, comprises entre 1 et 150 m.

Pour la courbe de conductivité hydraulique, les méthodes expérimentales en laboratoire les plus utilisées sont les suivantes :

- Le perméamètre à charge constante (Reynolds et Elrick, 2002). Cette méthode mesure la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} d'un cylindre de sol saturé afin de mesurer l'écoulement de l'eau en régime permanent sous un gradient de pression constant. Le cylindre est alimenté en eau par sa base et la quantité d'eau percolant pendant un instant t est mesuré.
- La méthode wind (Bruckler et al., 2002). Cette méthode détermine $K(\theta)$ et $K(h)$ d'un échantillon de sol saturé puis asséché progressivement par évaporation. Elle mesure l'évolution temporelle de la masse du cylindre de sol et du potentiel matriciel à différentes profondeurs du sol.

L'ensemble des méthodes de mesure des propriétés hydrodynamiques des sols sont données par Dane et Topp (2002).

- (ii) L'analyse du taux d'infiltration. Le mouvement de l'eau dans le sol dépend des gradients de pression et de la gravité qui dépendent eux mêmes des propriétés hydrodynamiques du sol : $K(\theta)$ et $h(\theta)$. Comme le taux d'infiltration de l'eau d'un sol non saturé dépend à la fois de sa conductivité et de ses propriétés d'absorption, il est alors possible d'estimer $K(\theta)$ et $h(\theta)$ à partir de l'analyse par inversion du taux d'infiltration. Plusieurs méthodes expérimentales ont été développées : Bruce et Klute (1956) utilisent une colonne de sol horizontale humectée à pression constante, Perroux et White (1988) utilisent des perméamètres à disque pour mesure l'infiltration à la surface du sol à pression constante, Braud et al. (2005) utilisent des tests d'infiltration (i.e. méthode Beerkan) qui consistent à mesurer les temps d'infiltration de volumes d'eau successifs.
- (iii) Les fonctions de pédotransfert. Il s'agit de relations empiriques faisant des liens statistiques entre les données texturales et structurales du sol et les paramètres hydrodynamiques. Elles utilisent des variables physiques simples et facilement accessibles telles que la texture, la teneur en matière organique, la masse volumique apparente. Les paramètres hydrodynamiques sont estimés par des relations mathématiques telles que des régressions linéaires simples (Vereecken et al., 1989; Bouma et Van Lanen, 1987; Wösten et Van Genuchten, 1988; Arya et al., 1999) ou réseau de neurones (Pachepsky et al., 1996; Schaap et Leij, 1998; Tamari et al., 1996).
- (iii) La modélisation par inversion. Il s'agit d'une méthode mathématique générale permettant de déterminer les causes inconnues basées sur l'observation de leurs effets (Dane et Topp, 2002). L'estimation des paramètres hydrodynamiques se fait par dérivation à partir de mesures expérimentales dynamiques, comme les flux d'évaporation, d'infiltration, la teneur en eau volumique ou le potentiel matriciel. Un algorithme estime le jeu de paramètre optimal par ajustement des flux simulés avec les mesures expérimentales. L'avantage de cette méthode est qu'elle est applicable à différents champs expérimentaux et sous différentes conditions limites (Dane et Topp, 2002).

1.3.2 Modélisation de l'écoulement de l'eau

En absence de prélèvement racinaire, le transfert d'eau dans le sol est régi par l'équation de Richards (Eq. 1.15) qui décrit l'écoulement de l'eau dans les milieux poreux rigides non saturés. L'introduction de la loi de Darcy généralisée (Eq. 1.12) dans l'équation de continuité (Eq. 1.13) conduit à la relation 1.14 représentant l'écoulement vertical monodimensionnel orienté vers le bas selon l'axe Oz.

$$q = -K(h) \cdot \frac{\partial(h-z)}{\partial z} \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.13)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \cdot \frac{\partial(h-z)}{\partial z} \right) \quad (1.14)$$

avec q : le flux d'eau (m s^{-1})

$K(h)$: la courbe de conductivité hydraulique (m s^{-1}) en fonction du potentiel matriciel (m),

z : la profondeur (m) (égal au potentiel gravitaire).

Après introduction de la courbe de rétention permettant de lier le potentiel matriciel avec la teneur en eau, l'équation de Richards s'écrit :

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K(h) \cdot \frac{\partial(h-z)}{\partial z} \right) \quad (1.15)$$

avec C : la capacité capillaire $\partial \theta / \partial h$ (m^{-1}).

1.3.3 Effet du tassement sur le transfert hydrique des sols

Cambi et al. (2015) ont réalisé une analyse bibliographique répertoriant les impacts de la circulation d'engins d'exploitation forestière sur les sols et les peuplements. Les conséquences du tassement sur la physique des sols sont résumées dans la figure 1.2. La dégradation majeure induite par le tassement lors de la circulation d'engins lourds est l'augmentation de la masse volumique apparente par compaction et modification de l'espace porale. Frey et al. (2009) a mesuré une augmentation moyenne de la masse volumique apparente ρ_d sur 3 sols forestiers après le passage d'engins à 0-5 cm (15-20 cm) de 17% (21%) pour une dégradation modérée des sols et de 20% (23%) pour une dégradation sévère. Pour la dégradation sévère, l'augmentation de ρ_d est associée à une diminution de la porosité totale de 17% (19%) dont 60% correspond au volume des macropores. Bottinelli et al. (2014) ont également mesuré la perte de la macroporité entre 0 et 45 cm de profondeur après le tassement de 2 sols forestiers. Elle réduit en moyenne de 93% à 0-7 cm, 68% à 15-30 cm et de 49% à 30-45 cm. En surface, la totalité de la macroporosité disparaît tandis qu'elle diminue et prend une forme allongée à 15 cm de profondeur. L'application d'une contrainte en surface va compacter les agrégats entre eux, voir les fusionner, faisant disparaître la totalité de la porosité structurale. En pédologie, ce cas correspondant à une structure massive mais il est aussi fréquent d'observer des structures lamellaires par ré-arrangement des agrégats perpendiculairement à la contrainte (Lamandé et al., 2004).

Les modifications de la porosité structurale affectent les connections avec la porosité texturale⁷ (Richard et al., 2001) et vont avoir des répercussions sur les propriétés hydriques des sols.

La réduction de la taille des pores des horizons compactés se traduit par :

- (i) L'augmentation de la rétention (Ballard, 2000; Richard et al., 2001; Lamandé, 2003). Richard et al. (2001) a mesuré une augmentation de la rétention d'eau pour des potentiels matriciels inférieurs à -20 kPa du fait du ré-agencement des agrégats retenant davantage d'eau. Pour les potentiels supérieurs à -20 kPa, moins d'eau est retenue sur les sols compactés par diminution de la teneur en eau à saturation induite par réduction de la macroporosité (Fig. 1.9).
- (ii) La diminution de la conductivité hydraulique à saturation. Williamson et Neilsen (2000) a mesuré une diminution de 10% de K_{sat} suite à l'augmentation de la masse volumique apparente équivalent à 15-21 passages de débusqueurs ayant une pression exercées au sol comprise entre 61 et 71 kPa. Schack-Kirchner et al. (2007) ont mesuré un K_{sat} de $2.8 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ après ouverture d'un cloisonnement circulé 9 fois par un débusqueur contre un K_{sat} supérieur à $6.9 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ avant ouverture. Il a également mesuré une diminution rapide du K_{sat} sur cloisonnement circulé en condition humide contre une diminution graduelle sur cloisonnement circulé en condition sèche. Frey et al. (2009) ont mesuré la conductivité hydraulique suite à la dégradation de sols forestiers sous différentes intensités définies par les profondeurs d'ornière (Fig. 1.10a). Ils ont montré une diminution de 10% de K_{sat} pour chaque classe d'ornière, présentée dans la Figure 1.10b, lorsque l'humidité des sols dépasse la capacité au champ.

1.4 Prévention et praticabilité des sols

En plus de circuler sur des cloisonnements, les engins forestiers peuvent être équipés d'accessoires permettant de réduire la pression exercée au sol et augmenter l'adhérence. L'élargissement des pneumatiques augmente la surface de contact et réduit la pression appliquée au sol. Cette mesure est vraie seulement si la charge de l'engin reste la même, en effet Diserens et Steinmann (2002) ont montré qu'à pressions identiques, le tassement lié au passage d'un engin de forte charge et de larges roues sera ressenti jusqu'à 100 cm de profondeur contre 60 cm pour un engin de faible charge et de roues moins larges. L'utilisation de chenilles ou de tracks⁸ permet également de réduire la pression exercée au sol

7. Porosité formée par assemblage des particules élémentaires du sol (Monnier et al., 1973)

8. Grandes tuiles métalliques montées sur les 2 roues motrices des engins forestiers

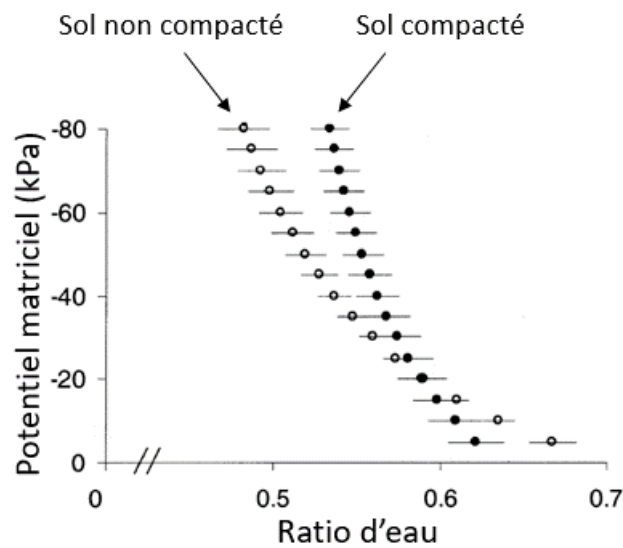


FIGURE 1.9 – Effet du tassement sur la capacité de rétention de sols agricoles. Le ratio d'eau correspond au volume d'eau par unité de volume de la phase solide du sol. (tiré de Richard et al. (2001))

(ONF et FCBA, 2009; fédéral de l'environnement OFEV, 2016). Souvent la mise en place de ces équipements n'est pas suffisante et d'autres mesures doivent être envisagées pour réduire les risques de circulation dans de mauvaises conditions hydriques des sols.

La praticabilité des sols correspond à l'état du sol lorsque les opérations forestières peuvent être menées sans causer de dommages structuraux (Rounsevell, 1993; Obour et al., 2017). Elle dépend des propriétés intrinsèques du sol (texture, densité apparente, teneur en eau, et teneur en argile et en matière organique). La praticabilité implique la notion de seuil d'humidité à ne pas dépasser qui dépend des propriétés mécaniques des sols, de la charge appliquée par les engins et de la limite de déformation acceptée. Nous appellerons par la suite la teneur en eau critique θ_c , la teneur en eau du sol au delà de laquelle le sol ne doit pas être circulé afin de respecter le niveau de dégradation toléré.

Les différentes méthodes permettant d'évaluer le θ_c sur les sols agricoles ont été synthétisées par Obour et al. (2017). Les principales étant les suivantes :

- La limite de plasticité des sols correspondant à la teneur en eau à partir de laquelle le sol passe de l'état solide à plastique (i.e. limites d'Atterberg).
- Le point d'inflexion de la courbe de rétention correspondant au point de la courbe où la pente est nulle. Dexter et al. (2001) proposent une méthode permettant de l'estimer par ajustement de la courbe de rétention avec la relation de Van Genuchten (1980).

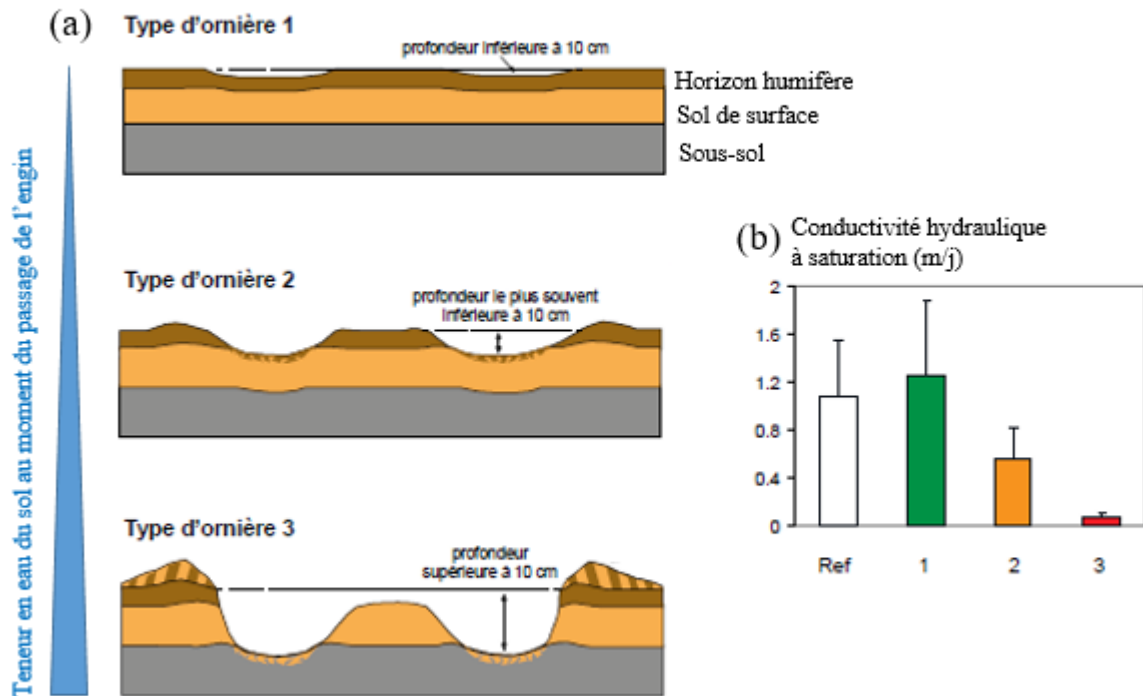


FIGURE 1.10 – Classification de la dégradation des sols selon la teneur en eau au moment du passage de l'engin (a) et effet du tassement sur la conductivité hydraulique à saturation (b). Tiré des travaux de Frey et al. (2009) et du guide forestier Suisse (fédéral de l'environnement OFEV, 2016).

- Le test Proctor qui est une mesure expérimentale mesurant la teneur en eau associée à la compacité optimale du sol.

Dans la pratique, l'évaluation de la praticabilité des sols s'effectue sur le terrain par les agriculteurs et les forestiers selon leur expertise et leur connaissance. Cette méthode qualitative dépend de l'opérateur et le risque de circuler dans de mauvaises conditions est élevé. Il existe des outils permettant de mesurer la résistance à la pénétration des sols (pénétromètres) évaluant la capacité de portance du sol pour une humidité donnée ou la résistance au cisaillement (scissomètres). Ces mesures sont utilisées comme données d'entrée de modèle de mécanique des sols capables de prédire la déformation des sols (Maclaurin, 1990; Abebe et al., 1989; Keller et al., 2007; Dexter, 2007). Cependant leur utilisation est difficile à mettre en place de manière opérationnelle. En Suisse, certains cantons ont installé des tensiomètres dans différents massifs leur permettant d'évaluer l'état hydrique du sol en instantané. L'installation de capteurs est coûteuse et ne peut être généralisée sur l'ensemble des massifs. Les dégradations des sols pourraient être minimi-

sées grâce au développement d'outils de planification des chantiers capables de prédire les jours d'interruption des travaux, lorsque les conditions météorologiques sont défavorables.

Ziesak (2003) a développé un outil opérationnel permettant de calculer, pour une opération donnée, une teneur en eau maximale tolérable, équivalent au θ_c . Le seuil de déformation à ne pas dépasser est défini par la formation d'ornières de type 3 selon la classification de Frey et al. (2009) (Fig. 1.10). Le modèle utilise comme données d'entrée les caractéristiques du sol (texture, teneur en matière organique et en éléments grossiers, pente) et les caractéristiques techniques des engins. Il classe, parmi 7 catégories, la sensibilité du sol selon les propriétés mécaniques en utilisant les limites d'Atterberg. Enfin une relation entre la teneur en eau et la pression exercée au sol permet d'estimer le θ_c . Cette relation a été établie à partir de mesures expérimentales combinant les variables "sol x engins x pneumatiques x teneur en eau". Des cartes de teneur en eau critique peuvent être construites et utilisées pour évaluer la praticabilité des sols. Cet outil prometteur n'a cependant pas été validé et Kachamba et al. (2009) ont mis en évidence certaines limites concernant la classification de la sensibilité des sols et le calcul de la pression exercée au niveau de la surface de contact de la roue sur le sol.

Vega-Nieva et al. (2009) ont développé un modèle permettant de prédire les variations journalières de la praticabilité des sols forestiers. Il utilise la résistance à la pénétration du sol comme variable explicative de la profondeur d'ornière selon les engins utilisés, la teneur en eau et la texture du sol. Le modèle est structuré sous forme de modules permettant (1) d'estimer la résistance à la pénétration des sols selon la texture, la teneur en eau et en matière organique et la densité apparente, (2) d'estimer la profondeur d'ornière potentielle suite à un ou plusieurs passages, (3) d'évaluer les variations temporelles de l'humidité du sol et (4) de prendre en compte les variations spatiales des caractéristiques du sol. Les variations de teneur en eau des sols ont été simulées avec Forest Hydrology Model (Balland et al., 2006) et ont été utilisées comme données d'entrée du modèle permettant d'estimer la résistance à la pénétration. Cet outil établit des cartes capables de prédire les variations de teneur en eau et de profondeurs d'ornières potentielles mais nécessite d'être validé par des mesures de résistance à la pénétration.

1.5 Conclusion du chapitre : enjeux en terme de praticabilité des cloisonnements et projet EFFORTE

La mise en place de cloisonnements est une pratique de plus en plus fréquente. Nous avons vu précédemment qu'à l'échelle d'un cycle de révolution d'un peuplement, un cloisonnement doit pouvoir supporter un nombre élevé de passage d'engins forestiers. L'enjeu est

alors de maintenir les cloisonnements en bon état sur le long terme, c'est-à-dire pendant plusieurs cycles de vie d'un peuplement. Nous avons vu que des outils de prédiction de la praticabilité des sols ont été développés, mais des efforts doivent être menés :

- Les modèles développés n'ont pas été confrontés avec des données expérimentales et des lacunes persistent concernant la détermination de la teneur en eau critique des sols forestiers,
- L'intensité du tassement reste difficile à définir : des indicateurs physiques de dégradation des sols existent, mais ne permettent pas de caractériser les répercussions sur le fonctionnement hydrique ou mécanique des sols. De plus, l'hétérogénéité naturelle des sols forestiers et celle apportée par la circulation des engins sont difficiles à intégrer dans les modèles et outils de planification,
- L'effet du tassement dans la prédiction de la praticabilité des sols n'a jamais été considéré.

Le projet européen EFFORTE (*Efficient Forestry for sustainable and cost-competitive bio-based industry*), dans lequel prend part ces travaux de thèse, vise à répondre aux objectifs suivants :

1. Prédiction des jours de praticabilité des sols forestiers non tassés et tassés selon les conditions météorologiques, les caractéristiques et l'état hydrique des sols et les engins utilisés.
2. Fournir des recommandations concernant la circulation sur les cloisonnements afin de les maintenir praticables sur la durée et d'améliorer la mobilité des engins.
3. Évaluer la persistance des dégradations du sol (compaction et ornières) afin de les intégrer dans les recommandations et les outils d'aide de planification des chantiers.

La démarche utilisée pour prédire la praticabilité des sols forestiers tassés et non tassés est présentée dans la figure 1.11. Pour un sol donné, connaître les propriétés mécaniques du sol et les caractéristiques des engins forestiers permettent d'évaluer la teneur en eau critique θ_c à partir de laquelle le sol ne plus plus être circulé au risque de le dégrader au delà du seuil d'acceptabilité préalablement fixé. Connaître l'évolution de la dynamique hydrique d'un sol permet d'identifier les périodes favorables à la circulation d'engin forestiers pour une valeur de θ_c donnée. Dans l'objectif de développer un outil d'aide à la décision permettant d'appréhender les problèmes de praticabilité des sols forestiers et des cloisonnements, les travaux de thèse se sont focalisés sur les aspects hydriques. Les travaux menés se distinguent en 4 étapes (en gras dans la figure 1.11) afin de répondre aux questions suivantes :

- (1) L'effet du tassement. Comment le tassement influence le fonctionnement hydrique des sols forestiers ? Comment pouvons-nous prédire son effet ?

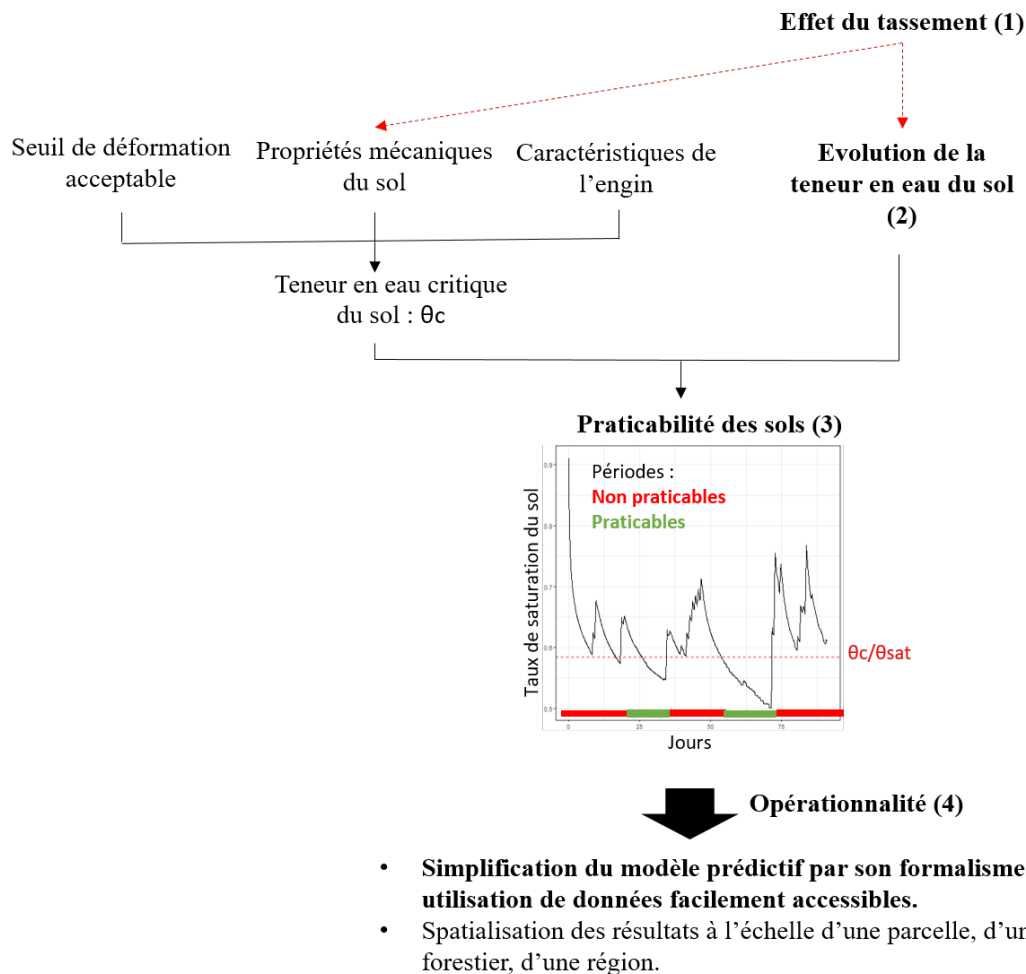


FIGURE 1.11 – Étapes nécessaires pour évaluer la praticabilité des sols forestiers tassés et non tassés et mise en opération de l'outil. Les caractères en gras correspondent aux différents objectifs des travaux de la thèse.

- (2) Évolution de la teneur en eau du sol. Comment pouvons-nous modéliser le fonctionnement hydrique d'un sol forestier non circulé et d'un cloisonnement ? Comment le paramétrer avec des données d'entrée facilement accessibles ?
- (3) La praticabilité des sols. Comment utiliser le modèle de fonctionnement hydrique pour estimer la praticabilité des sols forestiers ?
- (4) Opérationnalité. Comment pouvons-nous simplifier le modèle de fonctionnement hydrique ou quelle stratégie adopter pour qu'il soit utilisable comme outil de planification par les gestionnaires ?

Avant de répondre aux questions mises en évidence précédemment, nous verrons dans le chapitre suivant comment peut être modélisée le fonctionnement hydrique des sols forestiers.

Chapitre 2

Modélisation du fonctionnement hydrique des sols forestiers

Introduction du chapitre

Dans ce chapitre nous décrirons les grandes familles de modèle capables de modéliser le fonctionnement hydrique du système "sol-plante-atmosphère". Chaque famille de modèle sera illustrée par l'analyse détaillée d'un modèle pour lequel nous examinerons la formulation des différents processus du fonctionnement hydrique et du partage de la demande climatique. La comparaison de ces modèles nous permettra d'étayer le choix du modèle sélectionné dans cette étude.

2.1 Les modèles hydrologiques du système "sol- plante-atmosphère"

La modélisation permet de représenter des systèmes de manière simplifiée par rapport à la complexité naturelle. Les modèles de fonctionnement hydrique retracent le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant ou, comme dans notre cas d'étude, à l'échelle du système "sol-plante-atmosphère". Les transferts hydriques entre les différents compartiments naissent des variations des flux d'énergies solaires et dépendent de la nature du sol et de la plante. Selon Perrin (2000), le choix d'un modèle repose sur 3 éléments : (i) le système observé et sa discrétisation temporelle et spatiale, (ii) les objectifs d'étude, le pas de temps et l'utilisation du modèle (théorique ou opérationnelle) et (iii) le type de formulation des processus et du système considéré. Cette dernière traduit les variables d'état du système considéré et leurs interactions par des formules mathématiques afin de reproduire la dynamique des processus naturels. Selon Davi (2004), il existe deux manières d'établir une relation entre deux variables :

- (i) La méthode dite **empirique** qui utilise une relation statistique pour prédire une

variable à partir d'une autre variable. Dans ce cas, les processus reliant les deux variables ne sont pas connus. En général, les modèles empiriques n'ont besoin que de peu de paramètres d'entrée et possèdent un pouvoir prédictif élevé dans leur domaine de validité seulement, c'est-à-dire dans les mêmes conditions dans laquelle la relation a été établie.

- (ii) La méthode dite **mécaniste** qui utilise une méthode de résolution analytique basée sur des équations théoriques. Les modèles mécanistes peuvent être (i) à base conceptuelle, dans ce cas les équations sont mises au point à partir de concepts. Les processus sont représentés de manière simplifiée et sont fondés sur des connaissances physiques ou observées (à l'inverse des modèles empiriques qui ne sont fondés à partir d'observations). Ou bien (ii) à base physique, où les comportements naturels sont expliqués par des équations physiques. Dans les modèles mécanistes, les processus reliant les deux variables sont connus et quantifiés. Contrairement aux modèles empiriques, ils sont génériques et robustes, mais difficiles à caler puisqu'ils nécessitent une connaissance élevée du système étudié. En effet, chaque processus est caractérisé par un ensemble de paramètres ayant un sens plus ou moins physique et pouvant être mesuré.

La limite entre les deux classes de modèle n'est pas toujours bien établie, puisqu'au sein d'un même modèle, certaines variables peuvent être estimées de manière empirique tandis que d'autres le sont par des équations physiques.

Parmi les modèles mécanistes, il existe deux manières de formuler le transfert hydrique dans un sol :

- (i) **Les modèles à réservoir** (i.e. base conceptuelle) décomposent le sol en plusieurs couches caractérisées par des réservoirs, interconnectés entre eux, se remplissant et se vidant. Dans ce cas, l'accent est mis sur la représentation du comportement final et non sur les processus. Pour illustrer les modèles à réservoir, décrivons le fonctionnement de la partie transfert hydrique du modèle forestier BILJOU (Granier et al., 1999). Le sol est divisé en plusieurs couches i partagées en deux composantes : la macroporosité à l'origine des processus d'infiltration rapide de l'eau gravitaire et la microporosité à l'origine du remplissage graduel de la couche. Lorsque la couche i est remplie à la capacité au champ alors l'excédant D_i s'écoule dans les couches sous-jacentes (Fig. 2.1).
- (ii) **Les modèles basées sur la physique** (i.e. base physique) utilisent des explications physiques pour représenter l'écoulement de l'eau dans le sol. Il s'agit d'équations théoriques tenant compte de la variabilité spatiale et temporelle. Dans ce cas, le

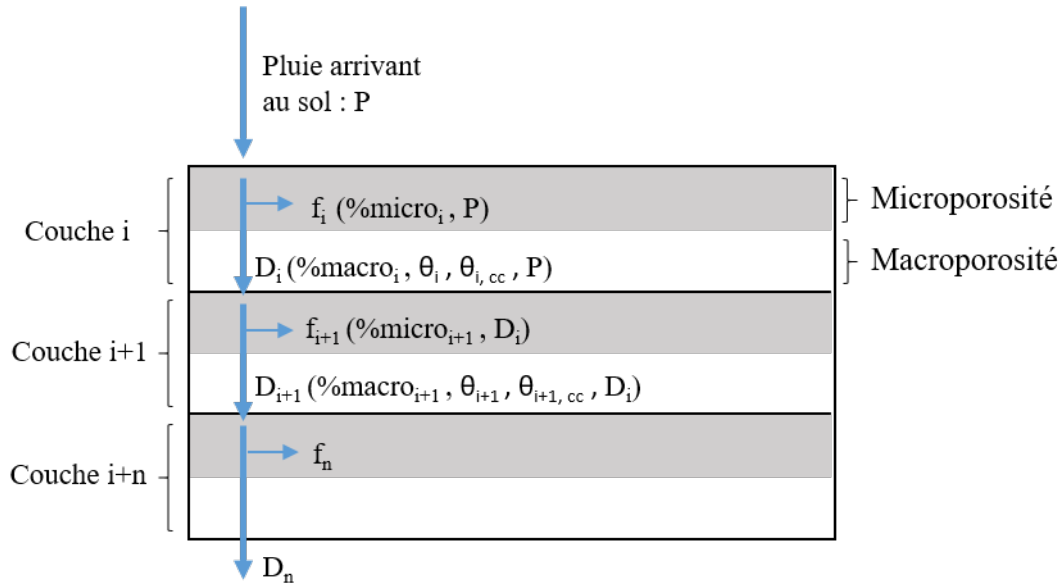


FIGURE 2.1 – Modélisation de l'écoulement de l'eau par la méthode "réservoir" de BILJOU, d'après (Granier et al., 1999). Pour chacune des couches, D correspond à la fraction d'eau drainée et f la fraction d'eau retenue (mm), θ et θ_{cc} sont respectivement la teneur en eau volumique et la capacité au champ de la couche ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

profil de sol est discrétisé de manière plus fine sous forme de mailles sur lesquelles sont appliquées les équations. En général, l'équation de Richards est utilisée (voir le paragraphe 2.4.5). Cette méthode donne une représentation des flux et des stocks d'eau.

2.2 Quelques modèles de fonctionnement hydrique forestier

Il existe dans la littérature plusieurs modèles capables de simuler le bilan hydrique des sols forestiers (Running et Coughlan, 1988; Wang et Jarvis, 1990; Granier et al., 1999; Gérard et al., 2004; Dufrêne et al., 2005; Balland et al., 2006). L'ensemble de ces modèles diffèrent sur leur manière d'appréhender les processus de transfert hydrique et des flux d'évapotranspiration. Dans ce paragraphe, nous comparerons le fonctionnement des 3 modèles suivants : BILJOU (Granier et al., 1999) CASTANEA (Dufrêne et al., 2005) et MIN3P (Mayer et al., 2002; Gérard et al., 2004).

BILJOU est un modèle empirique visant à estimer la période et la durée de stress hydrique dans les sols forestiers au pas de temps journalier. Le compartiment sol est divisé en plusieurs couches dont le bilan hydrique est simulé selon la méthode réservoir. L'évapotranspiration de référence est calculée à partir de la formule de Penman (FAO, 2016). La transpiration T est donnée par une relation empirique entre l'indice foliaire et le rapport

T/ET0 pondéré par la réserve en eau du sol. L'évaporation du sol prend en compte l'évaporation du sol au sens strict et du sous-étage du couvert forestier calculés à partir de la relation de Beer-Lambert. L'interception de la pluie par le couvert forestier est donnée par la formule proposée par Aussenac (1968) faisant le lien entre les précipitations incidentes, l'indice foliaire et l'interception du rayonnement :

$$I = P - \exp(a + b \frac{R}{R_0} + cP + dP^2) \quad (2.1)$$

avec I la quantité d'eau interceptée (m)

P la pluie incidente arrivant au sommet du couvert végétal (m)

R et R₀ le rayonnement global et le rayonnement arrivant à la surface du sol (W m⁻²) dont le rapport est déduit de la relation de Beer-Lambert et du LAI.

CASTANEA est un modèle de type SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer*) capable de simuler les flux et stocks de carbone et d'eau au pas de temps journalier ou semi-horaire. L'évapotranspiration est calculée selon la formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Le modèle distingue le couvert végétal en une partie humide et sèche où s'opèrent respectivement les flux d'évaporation et de transpiration. L'évaporation du sol est également calculée à partir de la relation de Penman-Monteith sous l'influence de la litière et de la conductance du sol superficiel. L'interception de la pluie par le couvert forestier est simulée selon le modèle de Rutter et al. (1971) qui intègre la notion de capacité de stockage des feuilles, de l'écorce et de la litière. Une fraction des précipitations est interceptée par le couvert végétal en fonction de l'indice foliaire. L'eau interceptée se vide lorsque la quantité d'eau dépasse la capacité de stockage maximale du couvert végétal. La vidange s'effectue par égouttement du couvert végétal ou par écoulement le long des troncs (i.e. *stemflow*). L'eau interceptée puis égouttée et celle passant à travers le couvert végétal correspond au *throughfall* (Fig. 2.2). Le transfert hydrique est simulé selon la méthode réservoir et le sol est discrétisé en 3 couches représentant la litière, le sol superficiel et le sol prospecté par les racines.

MIN3P est un modèle mécaniste monodimensionnel utilisant l'équation de Richards pour simuler l'écoulement de l'eau. Gérard et al. (2004) ont introduit une fonction permettant de simuler les écoulements préférentiels. Le modèle calcule le bilan de masse de l'eau selon l'équation 2.2. La demande climatique qui s'applique à l'extraction racinaire (égale à la transpiration) est répartie le long du profil sol selon la densité racinaire et est pondérée selon la disponibilité de l'eau par la fonction de Battaglia et Sands (1997).

$$ET0 = (T - f \cdot I) + E_{ss} + f \cdot I \quad (2.2)$$

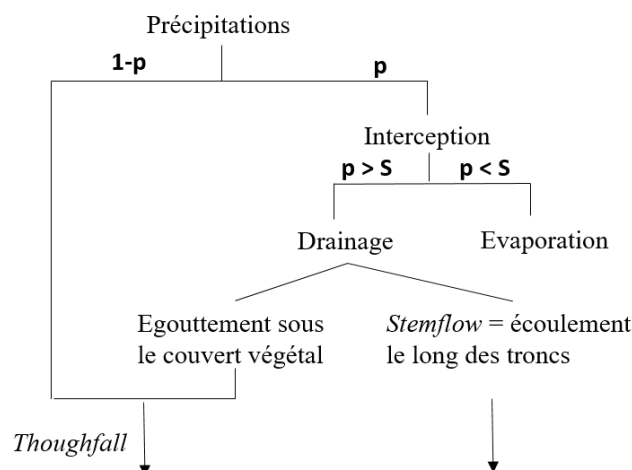


FIGURE 2.2 – Interception de la pluie selon le modèle de Rutter et al. (1971). p est la fraction de pluie interceptée par le couvert végétal et S est la capacité de stockage maximal du couvert végétal.

avec ET_0 : l'évapotranspiration de référence calculée à partir de la relation de Penman (Penman, 1948) (mm j^{-1}),

T : la transpiration réelle limitée à la couche superficielle du sol (mm j^{-1}),

E_{ss} : la somme de l'évaporation du sol et du sous-étage du couvert forestier (mm j^{-1}).

Elle est fixée à 8% de l' ET_0 ,

I : l'eau interceptée par le couvert végétal (mm j^{-1}),

f : un facteur de correction de l'évaporation de l'eau interceptée fixé à 0,2.

Les principales caractéristiques des modèles décrits précédemment sont présentées dans le tableau 2.1. Finalement, BILJOU et CASTANEA sont capables de reproduire correctement les flux d'évapotranspiration d'un écosystème forestier mais les processus de transfert hydrique sont peu précis par la configuration de type réservoir. A l'inverse, MIN3P partage les flux de la pompe évapotranspirative plus simplement mais au regard du transfert hydrique il est plus performant.

2.3 Choix du modèle

Pour répondre aux questions soulevées précédemment (voir § 1.5), le modèle sélectionné doit être capable d'une part (i) de modéliser le transfert de l'eau dans les cloisonnements en fonction des conditions météorologiques, des propriétés des sols et des caractéristiques des peuplements et, d'autre part (ii) de générer des séquences de dessèchement des sols sous différentes conditions climatiques afin d'établir un outil opérationnel permettant de prédire les jours de praticabilité des sols forestiers.

Tableau 2.1 – Comparaison des principales caractéristiques de fonctionnement des modèles BILJOU, CASTANEA et MIN3P

Modèles	BILJOU	CASTANEA	MIN3P
Auteurs	Granier et al. (1999)	Dufrène et al. (2005)	Mayer et al. (2002)
Objectifs	Période et durée de stress hydrique	Flux et stock d'eau et de carbone	Variation de la teneur en eau du sol
Résolution	Journalière	Journalière et semi-horaire	Variable
Essences	Décidus, conifères	Décidus, conifères	Décidus, conifères
Interception	Aussenac (1968)	Rutter et al. (1971)	Aussenac (1968)
ET0	Penman	Penman-Monteith	Penman
Evaporation du sol	Sol + sous étage	Sol + influence de la litière et de la conductance du sol	Sol + sous étage
Transfert hydrique	Type réservoir : multicouches	Type réservoir : 3 couches (litière, couche superficielle et couche prospectée par les racines)	Equation de Richard
Données d'entrée	ET0, précipitations, LAI, réserve utile, type de peuplement, phénologie, % de racines fines, % de macro et microporosité	≈169 paramètres	ET0, précipitations, courbes de rétention et de conductivité hydraulique, densité racinaire, LAI
Données de sortie	Teneur en eau du sol et indice de stress hydrique, flux d'évapotranspiration	Teneur en eau du sol, flux d'évapotranspiration, échanges nets de l'écosystème etc. . .	Teneur en eau du sol et flux d'évapotranspiration
Forces	Partage de la demande climatique, peu de données d'entrée	Partage de la demande climatique	Fonctionnement hydrique précis
Faiblesses	Fonctionnement hydrique peu précis, ne prend pas en compte la litière	fonctionnement hydrique peu précis, beaucoup de données d'entrée	Ne prend pas en compte la litière

Les deux principaux critères de sélection du modèle sont les suivants :

- Être capable de prédire précisément les variations d’humidité de l’ensemble du profil et de simuler les interactions entre les différents compartiments du système : l’atmosphère, le couvert forestier, la litière et le sol.
- Intégrer et reproduire aisément l’effet du tassement sur la dynamique hydrique du cloisonnement.

Nous avons choisi d’utiliser le modèle mécaniste monodimensionnel PASTIS (Prediction of Agricultural Solutes Transfer Infiltration Soil) (Lafolie, 1991; Findeling, 2001). Ce modèle prend en charge l’ensemble des processus en jeu dans le bilan hydrique d’un sol forestier : l’interception de l’eau par le couvert et le paillis¹ (i.e. compartiment recouvrant le sol et pouvant s’apparenter à la litière forestière), la transpiration de la végétation, l’évaporation du sol et du couvert végétal, le transfert hydrique dont l’écoulement de l’eau est décrit par l’équation de Richards et le prélèvement racinaire. Nous verrons dans le paragraphe suivant que le partage de la demande climatique et le calcul du prélèvement racinaire est mieux pris en compte dans le bilan de masse que MIN3P. De même, la représentation des évolutions de teneur en eau est plus précise et performante qu’un modèle à réservoir. Son formalisme permet également de simuler une lame d’eau à la surface du sol pouvant s’apparenter à l’accumulation d’eau dans une ornière. Le modèle est intégré à la plateforme Sol Virtuel, développée par l’unité EMMAH (INRA), qui est un outil de modélisation modulaire. Les processus sont codés sous forme de modules nécessitant des données d’entrée « inputs » et fournissant des données de sortie « outputs ». L’assemblage de modules interdépendants forme un modèle. Ainsi les modifications potentielles sont facilement intégrables par le système modulaire de la plateforme.

Le modèle a largement été utilisé en contexte agricole sur les thématiques de transferts de solutés et de polluants (Saffih-Hdadi et al., 2006; Findeling et al., 2007; Coppens et al., 2007). Un effort de paramétrage doit être mené pour convertir les cultures en forêts et le paillis en litière. Le modèle paramétré en contexte forestier sera appelé par la suite *VS-PASTIS_{forest}*. Les modèles mécanistes nécessitent un lourd paramétrage et de nombreuses données d’entrée notamment sur les propriétés hydrodynamiques du sol (i.e. courbes de conductivité hydraulique et de rétention) ne lui conférant pas une fonction opérationnelle. C’est pourquoi, une fois paramétré, le modèle sera utilisé comme composant intermédiaire à l’outil prédictif de la praticabilité des sols.

1. ou *mulch*, est une couche de matériau souvent organique (paille, écorce, compost) afin de modifier le climat local

2.4 Description du modèle

Les premiers modules de la plateforme Sol Virtuel ont été élaborés à partir de PASTIS (Prediction of Agricultural Solutes Transfer Infiltration Soil). C'est un modèle mécaniste monodimensionnel, s'appliquant à un système sol-plante-atmosphère, capable de simuler le transfert d'eau, de solutés et de chaleur dans le sol, la transformation de la matière organique et la croissance des cultures. Dans cette étude, nous avons construit un modèle de transfert hydrique qui prend en charge l'ensemble des processus en jeu dans le bilan hydrique d'un sol sous forêt VS-PASTIS_{forest}. Il s'agit d'une version simplifiée de PASTIS où les processus de transfert de chaleur sont inactifs. Le modèle est composé de plusieurs modules représentant les processus suivants :

- Partage de la demande climatique
- Interception et évaporation de la litière
- Interception et évapotranspiration de la canopée
- Prélèvement racinaire
- Transfert hydrique
- Ruissellement.

Ces modules sont détaillés dans la suite. Afin de pouvoir lancer le modèle, d'autres informations doivent être fournies :

- Des données climatiques standards (telles que les intensités de précipitation et la demande climatique avec l'ET0), des informations sur la végétation (telles que l'indice foliaire, le profil racinaire), et les caractéristiques du sol notamment les propriétés hydrodynamiques de chaque couche ou horizon du sol.
- La condition initiale doit être renseignée sous la forme d'un profil d'humidité $\theta(z, 0)$ ou de potentiel matriciel $h(z, 0)$.
- Les conditions aux limites inférieures et supérieures doivent être fournies. Il s'agit de fixer les règles d'échange entre le profil de sol modélisé et le domaine extérieur. Le flux traversant le bas de profil est donné par l'équation de Darcy (Eq. 1.12). La condition limite inférieure a été fixée de manière conceptuelle selon les observations. Nous avons utilisé trois types de condition limite :
 1. Une condition limite de type Dirichlet qui impose une humidité $\theta(t)$ ou un potentiel matriciel $\psi(t)$ en profondeur créant un gradient et donc un flux. Si le gradient est positif alors le flux est négatif et orienté vers le haut du profil.

Dans ce cas, le profil de sol est alimenté par des remontées capillaires. Si le gradient est négatif alors le flux est positif et orienté vers le bas du profil. Dans ce cas, le profil s'assèche par drainage.

2. Une condition limite de type Neumann qui impose un flux pouvant être variable dans le temps. Si le flux est nul, alors aucun flux ne peut traverser la limite inférieure qui joue un rôle de frontière imperméable. L'eau peut alors s'accumuler en bas de profil pour former une zone saturée.
3. Une condition limite de type "drainage libre" se rapprochant de la condition limite de type Neumann. Dans ce cas, ce n'est pas un flux qui est imposé mais un gradient du potentiel égal à -1. Cela revient à avoir un flux égal à la conductivité hydraulique dont la valeur dépend de l'état hydrique de la base du système.

La condition à la limite supérieure correspond à une condition limite de type Neumann (i.e. flux imposé) pendant les périodes d'évaporation ou de précipitation. Lorsque le sol est sec, le modèle peut calculer un potentiel matriciel très faible pour générer un gradient et satisfaire la demande. Afin d'éviter des valeurs de potentiel irréalistes, le modèle bascule en condition limite de type Dirichlet (i.e. potentiel imposé). La bascule s'opère lorsque le potentiel matriciel à la surface du sol est devenu inférieur à une valeur seuil, fixée à -500m. Le flux d'évaporation réelle est alors inférieur au flux d'évaporation potentiel.

Dans la suite de cette partie, nous décrirons les différents processus et identifierons les paramètres et variables nécessaires à leur fonctionnement. La figure 2.3 schématise de manière simplifiée comment sont répartis les flux d'eau et la demande climatique dans chaque compartiment.

2.4.1 Partitionnement de la demande climatique

La répartition du flux d'énergie utilisé par les différents compartiments du système influence l'état et le mouvement de l'eau. Le bilan énergétique inclut les échanges radiatifs et thermiques (ou de chaleur).

- Les échanges radiatifs correspondent aux transferts de rayonnement dans l'atmosphère, ils sont composés (i) du rayonnement solaire globale, ce dernier comprend le rayonnement solaire direct de faibles longueurs d'onde transmis par l'atmosphère et le rayonnement diffus réfléchi par l'atmosphère en direction du sol et (ii) du rayonnement terrestre correspondant au rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la terre. Le bilan des échanges radiatifs à la surface du sol est appelé rayonnement net.

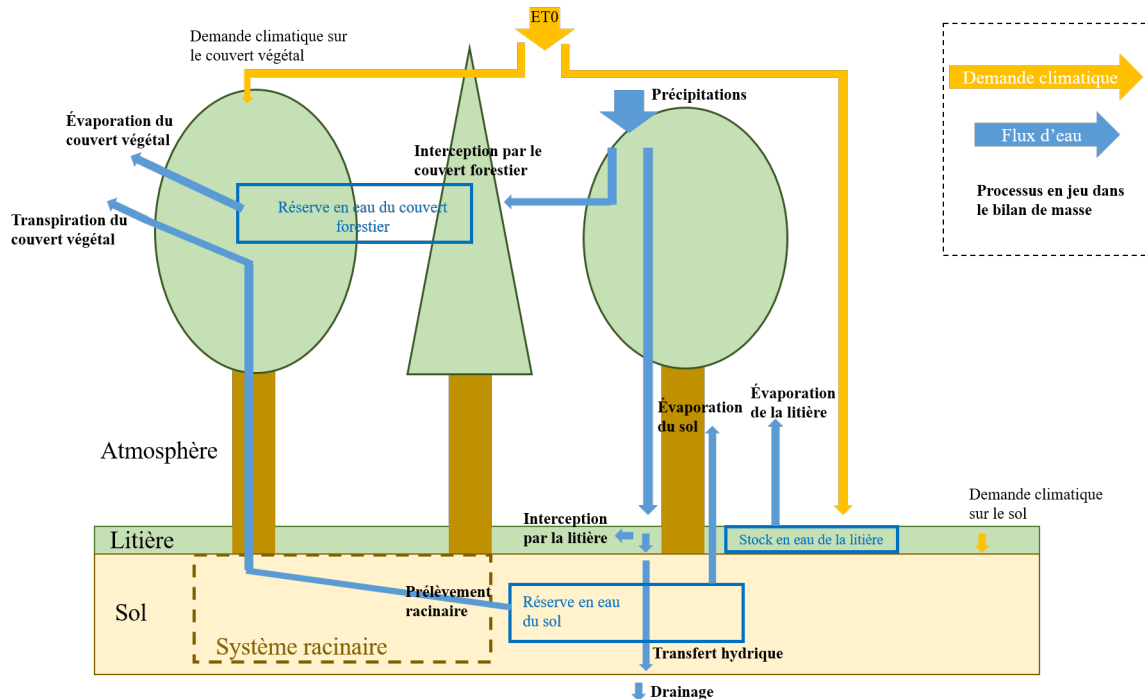


FIGURE 2.3 – Schéma simplifié des processus en jeu dans le bilan de masse de l'eau d'un écosystème forestier

- Les échanges de chaleur correspondent aux flux de chaleur sensible (conduction) et latente (évaporation). Il s'agit de mécanismes de transfert d'énergie permettant d'équilibrer le bilan radiatif. La chaleur sensible correspond à la quantité de chaleur nécessaire pour élever d'un degré la température d'une unité de masse d'une matière. La chaleur latente correspond à la quantité de chaleur nécessaire pour changer l'état physique d'une matière à température constante. Ainsi, la liquéfaction est la chaleur nécessaire pour passer de l'état solide à liquide et la vaporisation est la chaleur nécessaire pour passer de l'état liquide à l'état gazeux. Inversement pour la condensation et la solidification. La vaporisation d'eau nécessite la conversion de la chaleur sensible en chaleur latente et implique une consommation d'énergie et un transfert des flux de masse d'air selon un gradient de concentration en vapeur d'eau.

Si le bilan énergétique entre les échanges radiatifs et de chaleur est positif, alors l'énergie est prélevée par le système sol-végétation. A l'inverse, s'il est négatif, alors l'énergie est prélevée au système sol-végétation. La quantité de vapeur d'eau extraite par le système sol-végétation, correspondant au transfert de la vapeur d'eau produite à la surface du sol (i.e. évaporation) et dans les stomates des végétaux (i.e. transpiration). Elle est caractérisée par le concept de demande climatique.

Une manière simplifiée de quantifier la demande climatique est d'utiliser l'évapotranspiration de référence ET_0 . Il s'agit de la quantité d'eau extraite des végétaux recouvrant totalement le sol de manière uniforme à son stade de développement maximal et suffi-

samment pourvu en eau. La formule de Penman-Monteith (FAO, 2016) calcule le bilan énergétique au dessus du couvert végétal à partir d'une composante radiative et convective (Eq. 2.3).

$$ET0 = \frac{\Delta(Rn - G) + (\rho_a \cdot C_p) \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a}))} \quad (2.3)$$

avec ET_0 : l'évapotranspiration de référence (mm jour⁻¹)

Rn : le rayonnement net (MJ m⁻² jour⁻¹),

ρ_a : la masse volumique de l'air (kg m⁻³),

C_p : la capacité thermique massique (MJ kg⁻¹ °C⁻¹),

G : le flux de chaleur du sol (MJ m⁻² jour⁻¹),

Δ : la pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa °C⁻¹),

e_s : la tension de vapeur saturante au niveau de la surface évaporante (kPa),

e_a : la tension de vapeur dans l'air environnant (kPa),

r_a : la résistance aérodynamique selon l'espèce végétale et de la vitesse du vent (s m⁻¹),

r_s : la résistance spécifique dans les stomates (s m⁻¹),

λ : la chaleur latente de vaporisation (MJ kg⁻¹),

γ : la constante psychrométrique (kPa °C⁻¹).

L'interaction entre le rayonnement et le couvert végétal dépend des propriétés optiques des feuilles et du taux de couverture du sol caractérisé par l'indice foliaire². L'influence du sol dans le bilan énergétique diminue avec l'augmentation de l'indice foliaire. Ainsi la fraction de la demande climatique arrivant au sol (plus précisément au sommet de la litière) est proportionnelle à la quantité d'énergie reçue et à la capacité du couvert végétal à l'absorber. Elle peut être calculée avec l'équation d'atténuation de Beer-Lambert. Dans ce cas, on fait l'hypothèse que la répartition du rayonnement se fait de manière identique pour la composante radiative et la composante convective.

VS-PASTIS_{forest} répartit l' ET_0 en une demande climatique arrivant au sommet de la canopée. ET_{canop}^{pot} , de la litière $ET_{sous-canop}^{pot}$ et du sol ET_{sol}^{pot} . Les flux d'évapotranspiration potentielle sont calculés à partir des conditions climatiques. Comme elle dépend de l'espèce végétale, le modèle calcule une évapotranspiration potentielle maximale ET_m du peuplement correspondant à ET_0 (i.e. calculée par la formule de Penmann-Monteith) pondérée par un coefficient cultural K_c (Eq. 2.4). Cette demande climatique est ensuite partagée en une demande climatique appliquée à la canopée ET_{canop}^{pot} et une demande climatique traversant la canopée selon la loi de Beer-Lambert. Cette dernière correspond à la fraction de la demande climatique appliquée à la surface de la litière $ET_{sous-canop}^{pot}$ (Eq. 6.6). La demande climatique arrivant à la surface du sol ET_{sol}^{pot} correspond à la différence entre la

2. surface de feuilles par unité de surface de sol

demande climatique traversant la canopée et celle interceptée par la litière (cf. § 2.4.4).

$$ET_m = ET_0 \cdot K_c \quad (2.4)$$

$$ET_{sous-canop}^{pot} = ET_m \cdot e^{-k_{canop} \cdot LAI} \quad (2.5)$$

$$ET_{canop}^{pot} = ET_m \cdot (1 - e^{-k_{canop} \cdot LAI}) \quad (2.6)$$

avec τ_c : le taux de recouvrement de la litière sur le sol ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$),

k_{canop} et k_{lit} : les coefficients d'atténuation du rayonnement par la canopée et la litière (-),

LAI : *Leaf Area Index* ou indice foliaire ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$).

2.4.2 Interception de la pluie par la canopée et évaporation

VS-PASTIS_{forest} utilise le modèle de Rutter et al. (1971) modifié pour simuler l'interception de la pluie par le couvert végétal. Ce dernier est caractérisé par la capacité maximale de stockage du réservoir foliaire R_{canop}^{max} qui dépend de l'indice foliaire et de l'efficacité des feuilles à retenir l'eau (Eq. 2.7). L'interception est nulle en absence de feuilles (LAI = 0). En présence de feuilles, le réservoir foliaire est alimenté graduellement selon les précipitations jusqu'à atteindre le réservoir maximal. La vidange du réservoir foliaire et l'écoulement le long des troncs ne sont pas pris en charge. Le flux d'eau arrivant au sommet de la litière correspond aux précipitations diminuées par le réservoir foliaire (i.e. quantité d'eau interceptée par le couvert végétal).

En période sèche, l'eau stockée dans le réservoir foliaire diminue dans le temps en fonction de la demande climatique appliquée au sommet du couvert végétal ET_{canop}^{pot} (Eq. 2.8). Cette dernière est satisfaite (i) par évaporation lorsque R_{canop} est positif ou (ii) par transpiration lorsque R_{canop} est nul.

$$R_{canop}^{max} = \alpha_{canop} \cdot LAI \quad (2.7)$$

$$\frac{dR_{canop}}{dt} = \frac{dP}{dt} \cdot ET_{canop}^{pot} \quad (2.8)$$

avec α_{canop} : un coefficient empirique de propension à l'interception par le couvert végétal (m),

R_{canop} : la réserve en eau interceptée par le couvert végétal (m) comprise entre 0 et R_{canop}^{max} ,
P : les précipitations (m).

La répartition du rayonnement et des précipitations entre le couvert végétal et la litière est présentée dans la Figure 2.4.

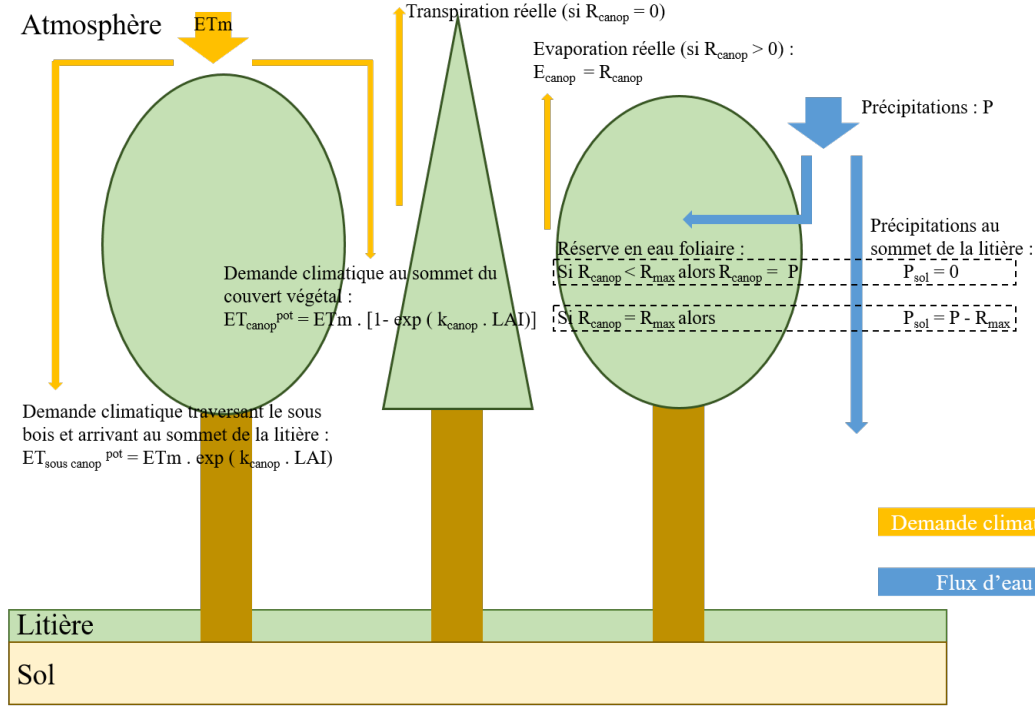


FIGURE 2.4 – Schéma simplifié des processus en jeu dans le bilan de masse de l'eau au niveau du couvert végétal

2.4.3 Transpiration et prélèvement racinaire

La demande climatique appliquée au couvert végétal ET_{canop}^{pot} est distribuée le long du profil de sol de manière proportionnelle à la densité racinaire. Cette dernière est normalisée selon l'équation 2.9. VS-PASTIS_{forest} utilise le même formalisme que le modèle Hydrus (Šimůnek et al., 2009). Le taux de prélèvement racinaire à une profondeur donnée $\Gamma(h_{(z)})$ dépend du taux de prélèvement maximal défini par la densité racinaire normalisée d_{rac} (Eq. 2.10). Le taux de prélèvement est pondéré par une fonction de réduction liée à l'état hydrique du sol $\alpha(h)$ afin de réduire la quantité d'eau disponible quand le sol est trop sec ou trop humide (Feddes et al., 1978). La transpiration réelle T_{canop}^{reelle} correspond donc à la somme du prélèvement racinaire $\Gamma(h_{(z)})$ de chaque couche de sol (Eq. 2.11).

$$d_{rac} = \frac{d'_{rac}}{\int_0^{z_m} d'_{rac}(z) \cdot dz} \quad (2.9)$$

$$\Gamma(h_{(z)}) = ET_{canop}^{pot}(z) \cdot d_{rac} \cdot \alpha(h) \quad (2.10)$$

$$T_{canop}^{reelle} = \int_0^{z_{max}} \Gamma(h_{(z)}) \cdot dz \quad (2.11)$$

avec d'_{rac} : la densité racinaire ($m^3 m^{-3}$) en fonction de la profondeur z .

La figure 2.5 montre la relation entre le paramètre de pondération α et le potentiel matriciel du sol. La valeur des bornes h_1 , h_2 , h_3 et h_4 dépend du sol, de la plante et des

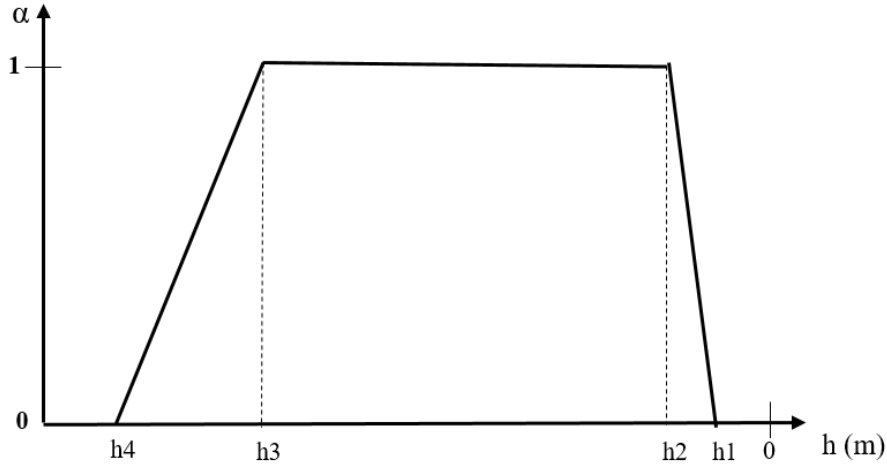


FIGURE 2.5 – Pondération du prélèvement racinaire en fonction de l'état hydrique du sol selon la relation de Feddes et al. (1978).

caractéristiques des racines et définit les seuils d'action du prélèvement racinaire selon l'état hydrique du sol :

- Si $h > h1$ ou $h < h4$ (point de flétrissement permanent) alors $\alpha(h) = 0$ et aucun prélèvement racinaire n'est effectué.
- Si $h1 > h > h2$, de plus en plus d'eau est disponible pour les racines. Le facteur de pondération tend alors vers 1,
- Si $h2 > h > h3$, l'eau est disponible sur l'ensemble de la gamme de potentiel matriciel et le prélèvement racinaire est optimal, la pondération est nulle,
- Si $h3 > h > h4$, le sol s'assèche et de moins en moins d'eau est disponible pour les racines. Le facteur de pondération tend alors vers 0.

2.4.4 Interception de la pluie par la litière et évaporation

La litière est composée d'une couche de volume V et de surface spécifique (ou taux de couverture) τ_c ayant un rôle d'écran thermique et d'interception de la pluie. L'ensemble de la litière est décrit par une relation $\psi(\theta)$ et par une teneur en eau maximal θ_{lit}^{max} . Une fraction de la pluie proportionnelle au taux de couverture τ_c est absorbée par la litière, une autre fraction ruisselle à sa surface et la dernière fraction percole vers le sol. La fraction d'eau retenue (ou capacité d'absorption) de la litière, décrite comme un milieu poreux, dépend de son état hydrique θ_{lit} . L'évolution de la réserve d'eau de la litière est donnée par l'équation 2.12, résolue par méthode itérative. Une fonction de pondération $f(\theta)$, donnée par l'équation 2.13, permet de réduire la quantité d'eau absorbée par la litière avec l'augmentation de la teneur en eau.

$$R_{lit}(t) = V \cdot \frac{d\theta}{dt} = P(t) \cdot \tau_c \cdot f(\theta) \quad (2.12)$$

$$f(\theta) = \exp\left(-\alpha_{pluie} \cdot \frac{\theta_{lit}^{max} - \theta_{lit}^{min}}{\theta_{lit}^{max} - \theta_{lit}^{min}}\right) \quad (2.13)$$

avec α_{pluie} : un coefficient empirique permettant de régler la sorption maximale (nulle lorsque la litière est saturée en eau) (-),

θ_{lit}^{min} et θ_{lit}^{max} : la teneur en eau minimale et maximale de la litière ($m^3 m^{-3}$).

En absence de pluie, une fraction de la demande climatique $ET_{sous-canop}^{pot}$ arrivant au sommet de la litière (Eq. 6.6) est interceptée par la litière ET_{lit}^{pot} (Eq. 2.14). Le reste, correspond à la fraction arrivant au sommet du sol ET_{sol}^{pot} . Le partage de la demande est calculé selon la loi de Beer-Lambert et dépend du taux de couverture de la litière τ_c (Eq. 2.16) et de son coefficient d'extinction k_{lit} .

$$ET_{lit}^{pot} = E_{sous-canop}^{pot} \cdot (1 - e^{-k_{lit} \cdot \tau_c}) \quad (2.14)$$

$$ET_{sol}^{pot} = E_{sous-canop}^{pot} \cdot e^{-k_{lit} \cdot \tau_c} \quad (2.15)$$

$$\tau_c = \alpha_{lit} \cdot m_{lit} + \beta \cdot \sqrt{m_{lit}} \quad (2.16)$$

avec m_{lit} : la masse surfacique maximale de la litière ($kg m^{-2}$),

α_{lit} et β : des paramètres empiriques (-).

L'évaporation réelle de la litière (Eq. 2.17) dépend de l'état hydrique de la litière. Une fonction de pondération $g(\theta)$ (Eq. 2.18) permet de réguler le flux d'eau évaporé selon la teneur en eau de la litière.

$$E_{lit} = E_{lit}^{pot} \cdot g(\theta) \quad (2.17)$$

$$g(\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_{lit}^{min}}{\theta_{lit}^{max} - \theta_{lit}^{min}}\right)^\epsilon \quad (2.18)$$

avec ϵ : un coefficient de pondération empirique (-)

La litière interagit avec le sol selon un gradient de potentiel proportionnel à la surface de contact entre le sol et la litière. La variation de la teneur en eau au cours du temps dans la litière avec le sol est donnée par l'équation 2.19, le dernier terme de la relation correspond au flux d'échange litière-sol.

$$R_{lit}(t) = V \cdot \frac{d\theta}{dt} = -E_{lit}^{pot} \cdot g(\theta) - K_{sol}(h_{lit} - h_{sol}) \cdot \tau_c \cdot \frac{\gamma}{\delta} \quad (2.19)$$

avec δ : la distance sol-litière (m),

γ : un facteur de réduction inférieure à 1 du flux d'eau échangé entre la litière et le sol selon la surface de contact (-),

K_{sol} : la conductivité hydraulique du sol (m s^{-1}),

h_{sol} et h_{lit} : le potentiel matriciel du sol et de la litière (m).

La répartition du rayonnement et des précipitations entre la litière et le sol est présentée dans la Figure 2.6.

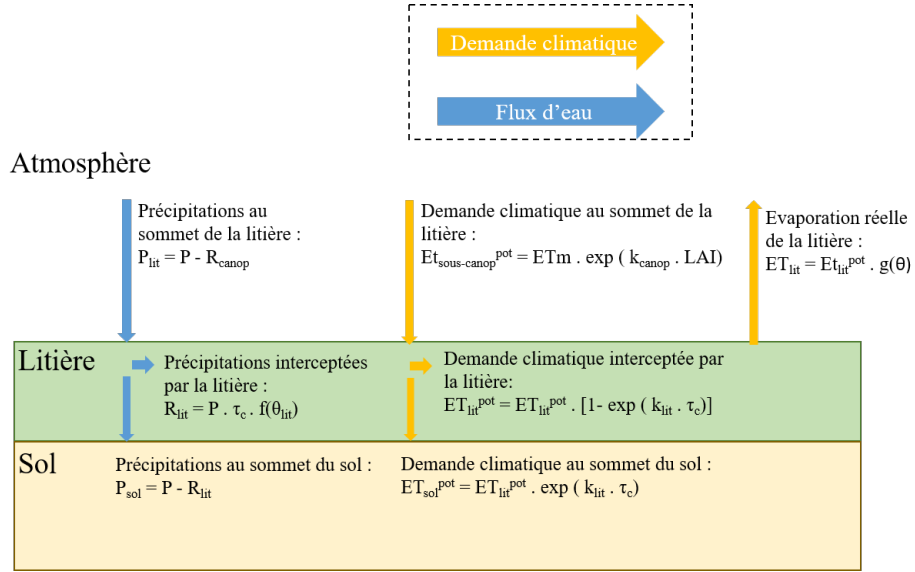


FIGURE 2.6 – Schéma simplifié des processus en jeu dans le bilan de masse de l'eau au niveau de la litière

2.4.5 Écoulement de l'eau dans le sol

En présence de racines, l'écoulement de l'eau dans le profil de sol simulé par le modèle est décrit par l'équation de Richards (Eq. 1.15) modifiée en rajoutant un terme puits-source Γ distribué représentant le prélèvement racinaire (Eq. 2.20 :

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K(h) \cdot \frac{\partial(h - z)}{\partial z} \right) - \Gamma(h, h_{rac}, d_{rac}(z, t)) \quad (2.20)$$

avec q : le flux d'eau (m s^{-1})

$K(h)$: la courbe de conductivité hydraulique (m s^{-1}) en fonction du potentiel matriciel h (m),

z : la profondeur (m) (égal au potentiel gravitaire),

C : la capacité capillaire $\partial\theta/\partial h$ (m^{-1}),

Γ : le terme puits-source ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$),

h_{rac} : le potentiel matriciel des racines (m),

d_{rac} : la densité racinaire ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

2.4.6 Ruissellement

Lorsque le flux d'eau arrivant au sol excède la capacité d'infiltration du sol, le potentiel hydrique à la surface du sol atteint 0. Le modèle bascule alors en condition limite de type Dirichlet. L'eau s'accumule en surface jusqu'à atteindre un potentiel matriciel seuil h_{ruiss} prédéfini à 0.001 m. Au delà de ce seuil, l'eau est perdue par ruissellement. Le flux horizontal q_r est alors calculé selon la loi de Darcy-Weisbach (Eq. 2.21).

$$q_r = \sqrt{\frac{8 \cdot g \cdot S_e (h_{surf} - h_{sol})}{f}} \quad (2.21)$$

avec q_r : le flux horizontal (m s^{-1}),

S_e : la pente effective qui dépend de la tortuosité des courants (-),

g : la constante d'accélération de la pesanteur (m s^{-2}),

f : le coefficient de frottement de la loi de Darcy-Weisbach (-),

h_{surf} et h_{sol} : les potentiels matriciels en surface et du sol (m).

Findeling (2001) a amélioré le module afin de pouvoir concentrer le refus d'eau sur une portion α_{ruiss} de la surface du sol. Ainsi, le flux d'eau qui arrive à la surface du sol s'infiltrer sur l'ensemble de la parcelle et le refus d'eau est concentré sur une superficie plus faible. Cette superficie peut s'apparenter à une ornière. L'eau contenue peut alors s'infiltrer, ruisseler ou s'évaporer.

Tableau 2.2 – Synthèse des paramètres du modèle à renseigner selon les processus

Paramètres	Description	Unité
Partage de la demande climatique		
K_c	Coefficient cultural : facteur multiplicatif de la demande climatique selon le type de culture	(-)
k_{canop}	Coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert pour la canopée	(-)
k_{lit}	Coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert pour la litière	(-)
LAI_{max}	Indice foliaire maximal	$m^2 m^{-2}$
Interception de la pluie par la canopée et évaporation		
$R_{c,max}$	Capacité de stockage maximale de la canopée	$m LAI^{-1}$
α_{canop}	Coefficient empirique de propension à l'interception par le couvert végétal	(-)
Transpiration et prélèvement racinaire		
$d_{rac}(z)$	Profil de densité racinaire	$m^3 m^{-3}$
Interception de la pluie par la litière et évaporation		
ρ_{litire}	Densité volumique des éléments de la litière. Utilisé pour calculer le volume de la litière, à partir de sa masse, qui intervient dans la simulation de la rétention d'eau par la litière	$kg m^{-3}$
α_{lit} , β	Paramètres empiriques utilisés pour calculer la fraction de sol recouverte par la litière à partir de sa masse (Eq. 2.16)	(-)
m_{lit}	Masse surfacique maximale de la litière	$kg m^{-2}$
$\theta_{lit}^{max}, \theta_{lit}^{min}$	Teneur en eau maximale et minimale des éléments de la litière	$m^3 m^{-3}$
α_{pluie}	Coefficient empirique permettant de régler la sorption maximale	(-)
ϵ	Paramètre de control de la taux d'évaporation de la litière	(-)
γ	Longueur caractéristique pour calculer un gradient hydrique pour les transferts d'eau du sol vers la litière	m
δ	Critère de convergence pour l'équation simulant la sorption de la litière	(-)
Transfert hydrique du sol		
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation	$m s^{-1}$
θ_{sat}	Teneur en eau volumique à saturation	$m^3 m^{-3}$
n, m et η	Paramètres de forme des courbes de rétention et de conductivité hydraulique	(-)
α	Paramètre d'échelle de la courbe de rétention	m^{-1}
Ruissellement		
h_{ruiss}	Potentiel hydrique seuil à partir duquel l'eau accumulée en surface ruisselle	m
slope	Pente de la parcelle	$^\circ$
α_{ruiss}	Fraction du sol sujet au ruissellement	(-)

Conclusion de la partie I

Le tassement modifie le comportement hydrique des sols suite à l'augmentation de la densité apparente, à la réduction de la macroporosité et au ré-arrangement des agrégats et des connections entre les pores. Les flux d'eau vont s'écouler plus difficilement sur des sols tassés. De plus, l'augmentation de la rétention d'eau mène à des engorgements plus longs et plus fréquents. Les risques de circulation des engins forestiers sur des sols trop humides et peu portants augmentent du fait d'un besoin de récolte des bois constant au cours de l'année, des changements climatiques et du manque d'outils de planification opérationnels.

Des mesures préventives de la dégradation des sols forestiers sont mises en place comme la circulation sur des cloisonnements et l'utilisation d'équipement permettant de réduire la pression exercée au sol par les engins. A présent, l'enjeu est de maintenir les cloisonnements en bon état afin qu'ils puissent être praticables à long terme. La modélisation du bilan hydrique des sols sous forêt avec différentes intensités de dégradation pourrait améliorer la compréhension de l'écoulement de l'eau des cloisonnements dans l'objectif de prédire leur humidité. La comparaison de plusieurs modèles de transfert hydrique forestier, tels que BILJOU, CASTANEA et MIN3P, a permis d'évaluer la capacité des modèles développés à répondre à cet objectif.

Enfin, dans cette étude, nous avons utilisé le modèle VS-PASTIS_{forest}. Il s'agit d'un modèle mécaniste monodimensionnel capable de simuler le bilan hydrique d'un sol sous forêt. Il simule l'écoulement de l'eau de manière précise puisqu'il utilise l'équation de Richards. Ainsi, l'effet du tassement est mieux pris en compte par rapport à un modèle de type réservoir cependant sa performance dépend des paramètres hydrodynamiques utilisés. Une limite d'utiliser l'équation de Richards est que les écoulements préférentiels ne sont pas pris en charge. Le processus d'interception est simplifié par rapport aux modèles forestiers mais le partage de la demande climatique est aussi robuste que le formalisme de BILJOU qui utilise des relations empiriques. L'avantage d'utiliser VS-PASTIS_{forest} dans notre cas d'étude est qu'il prend en compte l'effet de la litière et du compactage du sol sur le bilan hydrique et qu'il est capable de simuler l'accumulation d'eau dans les ornières. Le nombre élevé de paramètres à renseigner peut rendre l'étape de paramétrage lourde et le modèle est difficile à utiliser en mode opérationnel. C'est pourquoi nous

utiliserons ce modèle pour générer une base de données afin d'établir par la suite des relations empiriques.

Deuxième partie

Caractérisation et compréhension du comportement hydrique des cloisonnements

Introduction de la partie II

Avant de développer des outils permettant de prédire l'état hydrique des cloisonnements et leur praticabilité, il est nécessaire (i) de comprendre comment le tassement agit sur le comportement hydrique des cloisonnements, (ii) d'évaluer si l'intensité de dégradation du sol, caractérisée par des indicateurs visuels, peut être utilisée comme proxys des modifications du comportement hydrique des sols tassés et (iii) de développer des méthodes simples permettant de prédire les propriétés hydrodynamiques des cloisonnements.

Cette partie s'articule en deux chapitres :

- Pour répondre à ces interrogations, nous avons mis en place un observatoire des cloisonnements. Il s'agit d'un ensemble de 14 sites sur lesquels des mesures expérimentales ont été réalisées afin d'établir une base de données du comportement hydrique des sols forestiers tassés et non tassés. Le premier chapitre vise à décrire les sites étudiés et les mesures expérimentales. Ces dernières vont permettre de (i) caractériser les propriétés hydrodynamiques des couples tassés/non tassés, (ii) de paramétrer Sol Virtuel et (iii) de suivre la dynamique hydrique des cloisonnements.
- Le second chapitre, présenté sous la forme d'un article scientifique, traitera de l'analyse des propriétés hydrodynamiques mesurées dans l'observatoire des cloisonnements. Nous chercherons à confronter avec la littérature, l'effet du tassement sur les propriétés hydrodynamiques, et à développer une méthode permettant de prédire les propriétés hydrodynamiques des cloisonnements à partir de données simples et plus ou moins accessibles.

Chapitre 3

Mise en place d'un observatoire des cloisonnements

3.1 Critères de sélection, localisation et description des sites

L'observatoire de cloisonnements se définit comme un ensemble de placettes forestières aux caractéristiques variées où sont étudiées la dynamique hydrique des sols de binômes cloisonnement/inter bande. Les placettes étudiées ont une superficie d'environ 20 m X 100 m et se composent d'un cloisonnement en son centre avec de part et d'autre une partie de l'inter-bande. Par la suite nous parlerons de modalité « Control » notée C pour la zone de la parcelle non circulée et de modalité « Tassé » notée T pour le cloisonnement. L'historique forestier d'une parcelle est rarement connu, il est possible que le sol considéré comme témoin ait été circulé par un engin forestier ou agricole. En effet, l'implantation des cloisonnements ne devient fréquente qu'à partir de 2009, lorsque le guide pratique Prosol est publié (ONF et FCBA, 2009). Une attention particulière a été fournie dans le choix des emplacements des mesures sur les modalités C afin d'éviter les zones suspectées circulées par le passé. L'observatoire de cloisonnements regroupe des sites aux caractéristiques répondant à des critères spécifiques au contexte d'étude :

- **Présence de cloisonnements aux intensités de dégradations différentes :** McNabb et al. (2001) ont montré que 80% à 90% du tassement est induit lors des trois premiers passages des engins forestiers lorsque l'humidité du sol est supérieure à la capacité au champ et que les dégradations sont accentuées avec la teneur en eau. L'état actuel d'un cloisonnement, que nous considérons par la suite comme un état initial, dépend des conditions dans lesquelles il a été circulé. Comme nous cherchons à étudier leur praticabilité sur le long terme, nous avons choisi des cloisonnements ayant été circulé au moins une fois par des engins forestiers avec des intensités de

dégradations différentes. Ces dernières ont été estimées à partir d'indicateurs visuels présentés dans le paragraphe suivant.

- **Situation où le taux de recouvrement par la canopée est similaire à celle précédent un chantier d'exploitation** : dans un souci de mise en opération du modèle pour le praticien forestier, nous cherchons à nous rapprocher des conditions observées avant un chantier d'exploitation. En général, un chantier d'exploitation a lieu une dizaine d'année après une éclaircie. Après une coupe sélective, la structure de la canopée est modifiée réduisant le taux de recouvrement de la parcelle et l'interception des précipitations et de la lumière. Lorsque la date de la prochaine récolte approche, le couvert végétal a eu le temps de se refermer sur le cloisonnement. Le fonctionnement hydrologique du cloisonnement, et en particulier l'importance de la « pompe évapotranspiration » dans le bilan hydrique, va donc différer au cours du temps entre deux chantiers d'exploitation successifs, du fait de la re-fermeture progressive du couvert qui va modifier l'apport de la pluie au sol, l'interception du rayonnement lumineux et la partition entre évaporation du sol et transpiration du couvert. La dernière récolte ou chantier d'exploitation ne doit pas être trop récente afin que le fonctionnement hydrologique du cloisonnement, observé et modélisé, soit comparable à ce qu'il serait juste avant la programmation du futur chantier d'exploitation. Nous avons donc choisi des parcelles dont la prochaine récolte est programmée de 0 à 2 ans après la fin des mesures.
- **Sols sensibles au tassement** : il s'agit des sols à dominance argileuse et/ou limoneuse. Le diagramme des textures présenté en Figure 3.1 donne un aperçu de la gamme texturale étudiée à travers l'observatoire. La majorité des sols sont composés de texture à dominance limoneuse et limoneuse/argileuse.
- **Feuillus de plaine** : En France métropolitaine, les peuplements feuillus représentent 67% de la superficie forestière totale et se répartissent principalement dans les plaines ou à moyenne altitude (IGN, 2018). La grande majorité du bois d'œuvre feuillu (*Quercus robur* (chêne pédonculé) et *Quercus petraea* (chêne sessile), *Fagus sylvatica* (Hêtre commun) et *Populus sp* (peuplier)) est récoltée dans les forêts de la moitié nord de la France (73% du volume). Ces peuplements se trouvent très souvent sur des sols sensibles au tassement selon la grille Prosol compte tenu de leur texture dominante (limoneuse ou argileuse), de précipitations régulières et abondantes l'hiver voire de la présence d'une nappe d'eau à faible profondeur. L'ensemble de ces facteurs rend les sols de peuplement feuillu vulnérable et sensible aux dégradations liées à l'exploitation forestière, c'est pourquoi nous avons choisi de se focaliser sur ces massifs forestiers.

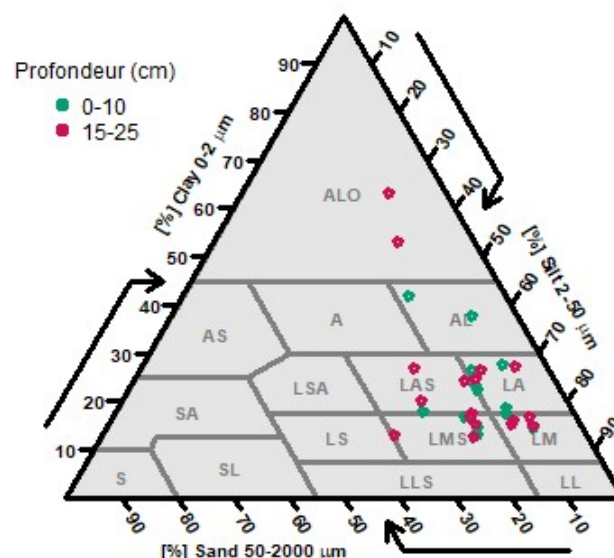


FIGURE 3.1 – Classes texturales étudiées dans l’observatoire des cloisonnements définies d’après la classification HYPRES Wösten (2000)

Finalement l’observatoire est composé de 14 placettes établies dans 7 sites localisés dans le quart Nord-Est de la France (et la région Centre pour 1 site) regroupant les 2 régions administratives Grand Est et Bourgogne-Franche-Comté qui représentent 43% du bois d’œuvre feuillu récolté en France (Fig. 3.2).

Les placettes se distinguent en plusieurs catégories selon les objectifs et le niveau de suivi hydrique des sols :

- Les **sites d’étude pérennes** ou **IS** pour « Instrumented Sites ». Il s’agit de 2 sites fortement instrumentés par l’Institut National de Recherche en Agronomie (INRA) où le suivi de la dynamique hydrique des sols est mené depuis 10 ans ou plus. Le premier site se situe en Forêt Domaniale des Hauts-Bois, commune d’Azerailles en Meurthe et Moselle (54). Le dispositif expérimental a été installé par l’unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers (BEF) dans le cadre du projet DST « dégradation physique des sols agricoles et forestiers liés au tassement » (Richard, 2008). Son objectif est de suivre à long terme les modifications physico-chimiques et biologiques des sols ainsi que la résilience des arbres suite au tassement. La parcelle a été coupée, débardée par câble mât puis tassée par un porteur en 2007. L’année suivante, des chênes sessiles (*Quercus petraea* L.) ont été plantés. Plusieurs traitements sont étudiés : témoin, tassé, tassé puis décompacté par cover crop, tassé puis plantation par « potets » (Ranger et al., 2015). Dans notre étude, nous nous intéresserons seulement aux données collectées dans les modalités témoin et tassé. Le second site se situe en Forêt Domaniale de Hesse, commune de Hesse en Moselle (57). Le dis-

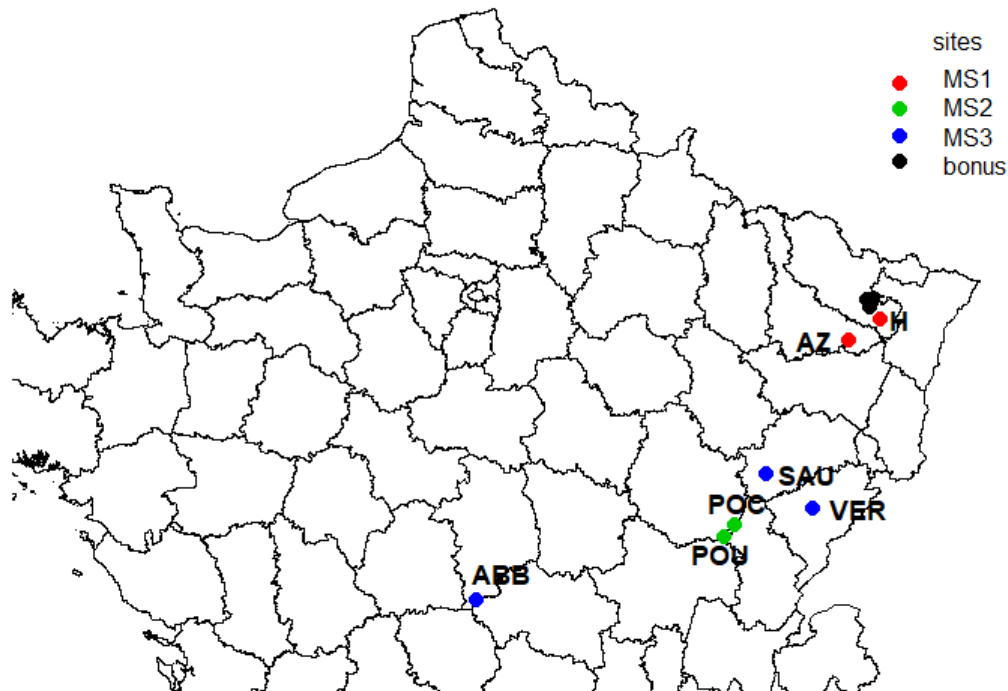


FIGURE 3.2 – Localisation des différents sites d’étude (bonus : FTG, FTG146, BTG, SRG)

positif expérimental a été mis en place par l’unité Ecophysiologie des Ecosystèmes Forestiers (EEF) dans le cadre du projet Euroflux en 1997 et a intégré en 2012 le réseau d’infrastructures ICOS (<https://icos-eco.fr/>). Des tours à flux ont été installées afin de mesurer les flux de carbone et de vapeur d’eau échangés dans un peuplement d’une cinquantaine d’années issue de la régénération naturelle et composé majoritairement de hêtres (*Fagus sylvatica*). En plus de collecter des données sur les flux d’eau et de rayonnements interceptés par le couvert forestier utiles dans le paramétrage de la pompe évapotranspirative du modèle, le dispositif en place mesure la dynamique hydrique des sols. L’utilisation des jeux de données collectés par ces dispositifs expérimentaux nous servira pour (i) calibrer le modèle de transfert hydrique à partir des données climatiques, (ii) vérifier si le modèle simule correctement l’effet du tassement sur le comportement hydrique des sols dans le cas de Azerailles et (iii) paramétrer les modules du modèle liés à la pompe d’évapotranspiration dans le cas de Hesse.

- Les **sites d'intensité de suivi hydrique élevée** ou **MS1** pour « Moisture Site » d'intensité de suivi de type 1. Il s'agit de 2 placettes nommées **AZ** et **HE**, répondant aux critères de sélection énumérés précédemment et localisées à proximité des IS (i.e. respectivement d'Azerailles et de Hesse). Des centrales d'acquisition mesurant automatiquement les teneurs en eau volumétriques de l'inter-bande et du cloisonnement à différentes profondeurs ont été installées en mai 2017. L'objectif est de collecter un jeu de données afin (i) d'améliorer nos connaissances concernant l'effet du tassement sur le transfert hydrique des sols et (ii) de valider la dynamique hydrique simulée par le modèle. Leur proximité avec les IS permet d'utiliser les données climatiques et de comparer les profils hydriques.
- Les **sites d'intensité de suivi hydrique légère** ou **MS2** pour « Moisture Site » d'intensité de suivi de type 2. Il s'agit de 2 placettes, nommées **POC1** et **POC2**, localisées en Forêt Domaniale de Pochon, commune de Losne (21) et de 2 autres placettes, nommées **POU1** et **POU2**, localisées en Forêt Domaniale de Purlans, commune de Purlans (71) en Bourgogne-Franche-Comté. Un suivi de l'humidité des sols en surface est réalisé manuellement avec des sondages TDR (Time Domain Reflectometry) pendant les périodes de drainage des sols, c'est-à-dire après un épisode pluvieux. L'objectif est de suivre la dynamique de ressuyage plusieurs jours après une précipitation afin de valider les temps prédis par le modèle.
- Les **sites complémentaires** ou **MS3** pour « Moisture Site » d'intensité de suivi de type 3. Il s'agit de 4 placettes supplémentaires permettant d'agrémenter la base de données des propriétés hydriques des cloisonnements où seule la mesure des paramètres hydrodynamiques est effectuée. Parmi ces placettes, 2 (nommées **VER6** et **VER11**) sont situées en Forêt Domaniale de Verrière du Grosbois (25), 1 (nommée **SAU**) est située en Forêt privée de la commune de Sauvigney-les-Gray (70), et la dernière (nommée **ABB**) est située en Forêt Domaniale des Abbayes (18).
- Les **sites bonus**. Il s'agit de 4 placettes (**FTG**, **FTG148**, **BTG** et **SRG**) localisées en Moselle où des mesures d'infiltration du sol ont été réalisées dans le cadre d'une étude portant sur « l'impact latéral des cloisonnements d'exploitation sur les transferts hydriques verticaux dans un sol forestier » (Tornambe, 2017).

Les coordonnées et principales caractéristiques des sites de l'observatoire sont présentées dans le tableau 3.1).

Tableau 3.1 – Coordonnées et caractéristiques générales des sites composant l’observatoire des cloisonnements. ID : identification, Coord. GPS : coordonnées GPS (en °), Alt. : Altitude, Âge : âge du peuplement.

ID	Forêt	Municipalité	Coord. GPS	Alt. (m)	Âge (années)	Intensité de dégradation
ABB	FD des Ab-bayes	Verneuil (18210)	46,49 ; 2,34	170	70	modérée
AZ	FD des Hauts-Bois	Azerailles (54122)	48,51 ; 6,69	326	90	légère
BTG	FD de Fénétrange	Bethelming (57930)	48,82 ; 6,98	256	35	modérée
FTG	FD de Fénétrange	Belles-Forêts (57930)	48,82 ; 6,91	240	50	sévère
FTG148	FD de Fénétrange	Saint Jean de Bassel (57930)	48,80 ; 6,96	246	55	légère
HE	FD de Hesse	Hesse (87400)	48,67 ; 7,06	306	60	sévère
POC1	FD de Pochon	Losne (21170)	47,08 ; 5,32	186	70	légère
POC2	FD de Pochon	Losne (21170)	47,08 ; 5,32	186	70	modérée
POU1	FD de Pourslans	Pourslans (71270)	46,98 ; 5,24	194	80-100	modérée
POU2	FD de Pourslans	Pourslans (71270)	46,98 ; 5,24	194	80-100	sévère
SAU	Private Forest	Sauvigney les Gray	47,47 ; 5,73	244	25	modérée
SRG	FD de Sarrebourg	Langatte (57400)	48,77 ; 6,95	268	40	modérée
VER11	FD de Verrière du Grobois	Verrière du Grosbois (25580)	47,20 ; 6,28	578	50-60 et 150	légère
VER6	FD de Verrière du Grobois	Verrière du Grosbois (25580)	47,20 ; 6,28	592	50-60	sévère

3.2 Caractérisation initiale des placettes d’étude

3.2.1 Du matériau parental au couvert forestier

Contexte géologique

Les sites d’**AZ** et **HE** se situent sur le plateau Lorrain qui est un héritier du bassin parisien. Les plus anciennes couches sédimentaires déposées affleurent à l’Est dans le plateau Lorrain : il s’agit du grès Vosgiens du Trias, du calcaire coquillier du Muschelkalk puis

les marnes et argiles du Keuper. Ces successions de dépôts sédimentaires ont été soulevées avec le massif Vosgien formant des *cuestas* orientées Nord-Sud. Le substrat de **HE** est composé d'argiles sableuses et de grès du Muschelkalk inférieure (Dupont, 1982) recouverts d'un plaquage limons-argileux à limons-argilo-sableux (Quentin et al., 2001) tandis que le matériau parental de **AZ** correspond à des formations superficielles de versants, de limons soliflués et colluvionnés à nombreux galets de quartz et de quartzite du Tertiaire (Ménillet et al., 2005).

Une grande partie des sites MS2 et MS3 se situe dans la plaine de Saône correspondant à l'unité géomorphologique du bassin bressan et caractérisé par une zone d'affaissement. Au début de l'ère Tertiaire, les dépôts sédimentaires en place subissent un événement tectonique d'ouverture et de subsidence. Les formations géologiques affleurant actuellement dans le bassin bressan sont issues de matériaux détritiques des massifs alentours (les plateaux calcaires de Langres et de Haute-Saône, les côtes de Bourgogne et du Beaujolais et le massif du Jura) altérés par un important réseau hydrographique (Zipper et Le Jean, 1995) couvrant une gamme granulométrique diversifiée. Le site **POC** repose sur des alluvions récentes post Würm non différenciées, des formations continentales du Pliocène et du Quaternaire et des formations alluviales fluviales ou fluvio-lacustre (Clair, 1982) tandis que le site **POU** repose sur des silts carbonatés ou non, des marnes ou argiles parfois varvées à interfeuilles micacés et intercalations locales sableuses sur base fluviale, des graviers et galets polygéniques ou des sables siliceux et carbonatés (Fleury, 1982). Le site SAU repose sur des alluvions modernes constitués de sables grossiers et de limons ou sur des formations sablo-limoneuses à galets ou argilo-limoneuse du Quaternaire ancien (Rangheard et al., 1978) aux calcaires de Haute-Saône et les structures plissées du Jura. Les dépôts sédimentaires affleurant dans la région naturelle des faisceaux de Besançon datent du Jurassique et ont été disloqués, plissés et faillés lors de divers mouvements tectoniques : dépression au Tertiaire, chevauchement important du Jura externe sur la Bresse et surrection au Miocène puis compression au Pliocène lors du soulèvement du Jura. La parcelle 6 (**VER6**) repose sur des limons sur argiles à chaille (concrétion siliceuse que l'on trouve dans les calcaires jurassiques) tandis que la parcelle 11 (**VER11**) repose sur des calcaires du faciès coralligène de l'Argovien supérieur (Berger et Levraut, 1982).

Le site **ABB** se situe dans la partie Nord du Massif Central et repose sur l'unité inférieure du socle Varisque mis en place au cours du Paléozoïque et affectée par l'orogénèse. Cette dernière est à l'origine du métamorphisme d'anciens sédiments et roches volcaniques (Quesnel et al., 2005)

Description pédologique et diagnostique de l'état des cloisonnements

Une description fine des sols a été réalisée pour chaque site des catégories **MS1** et **MS2**. Deux fosses pédologiques d'une profondeur de 60 à 100 cm ont été creusées, l'une dans l'inter-bande et l'autre sous le passage d'une roue du cloisonnement. Les profils de sol sont décrits dans les figures 3.3 à 3.8 et commentés par la suite.

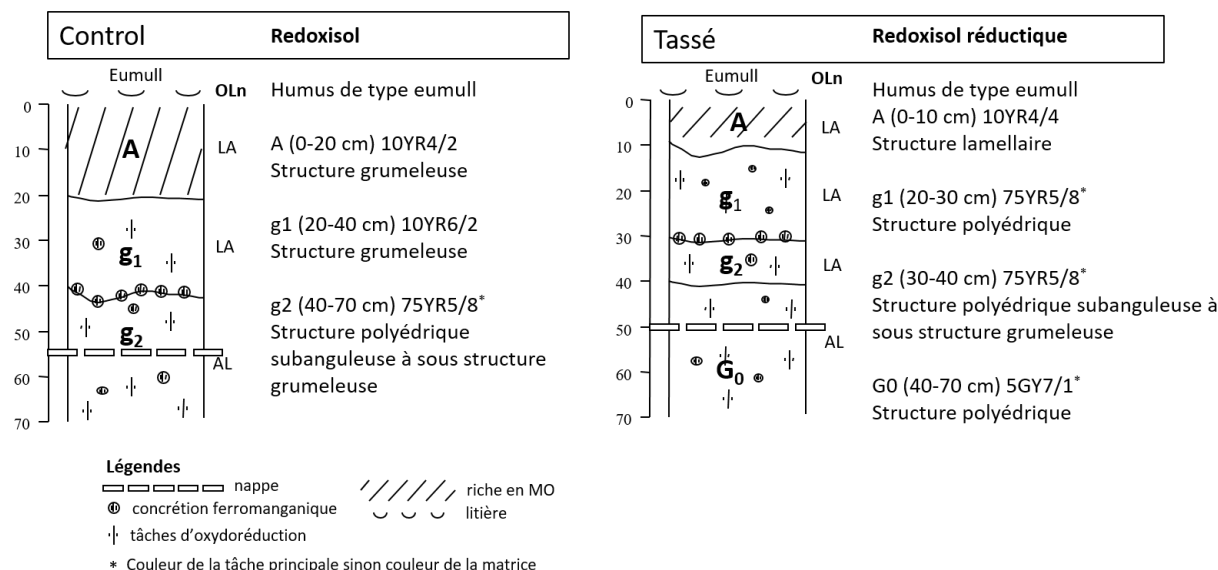


FIGURE 3.3 – Profils pédologiques décrits sur HE et comparaison entre les modalités

Sur **HE** (Fig. 3.3), les processus d'oxydo-réduction sont prépondérants et les traits hydromorphiques débutent dès la surface (à 20 cm pour C et 10 cm pour T) jusqu'à la partie inférieure du solum. L'horizon organo-minéral A est épais et lié à une forte activité biologique où de nombreux lombrics ont été observés. Les couches sous-jacentes se distinguent par leurs tâches d'hydromorphie formées lors de la succession de processus de réduction accompagnés de la mobilisation partielle du fer et de processus de réoxydation accompagnés de l'immobilisation du fer. Ces horizons dit rédoxiques témoignent de la formation d'une nappe temporaire observée respectivement à 55 et 50 cm de profondeur pour C et T au printemps 2017. Deux sous horizons rédoxiques se distinguent par leur structure et leur proportion de tâches d'hydromorphie délimitées par un liseré de concrétion ferromanganique (FeMn). Ce dernier matérialise la limite supérieure du battement de nappe. Sur le cloisonnement, les profondeurs d'apparition des premières tâches d'hydromorphie, du liseré de concrétion FeMn et de la nappe est supérieure de 5 à 10 cm par rapport à l'inter-bande. En effet la profondeur de la nappe peut varier spatialement et indépendamment du phénomène de tassement. Néanmoins nous avons observé sur le cloisonnement une dégradation de la structure sur la partie supérieure du profil et la présence en profondeur d'un horizon réductique partiellement oxydé résultant d'un engorgement quasi-permanent. Les sols, décrits sur C et T, sont respectivement classés dans le Référentiel Pédologique Fran-

çais (RPF) (Baize et Girard, 2008) parmi les rédoxisol et les rédoxisols réductiques.

Sur le site pérenne de Hesse, les profils pédologiques réalisés ont mis en évidence des sols possédant des horizons structuraux marqués par des tâches d'hydromorphie. Ce sont des sols polycycliques caractérisés par deux pédogénèses : une pédogénèse développée sur les dépôts limoneux récents et une pédogénèse ancienne développée sur des grès sous-jacents (Quentin et al., 2001). Ils ont été classés selon le RPF parmi les Brunisols rédoxiques ou réductique selon le gradient d'hydromorphie.

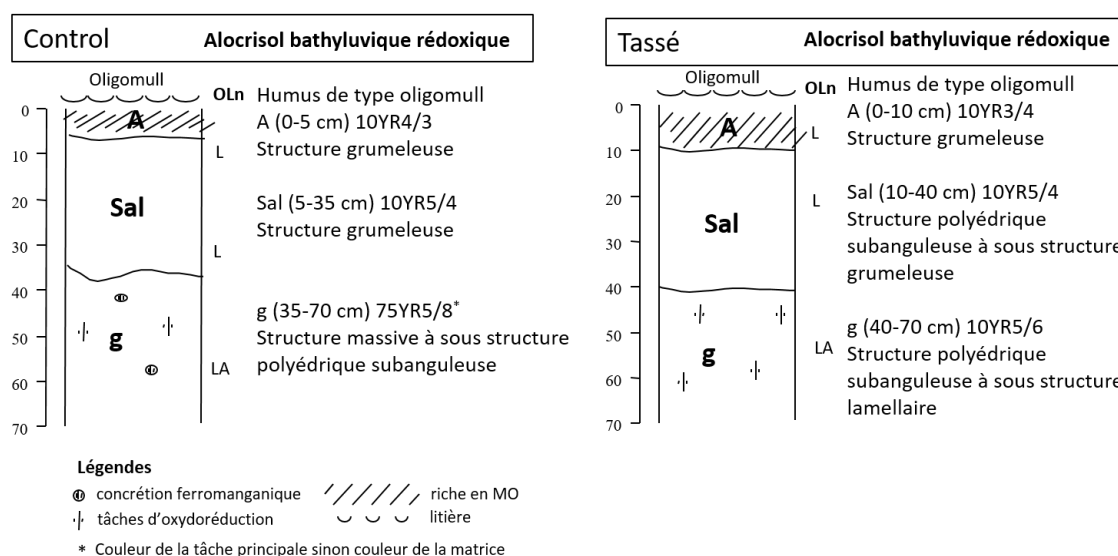


FIGURE 3.4 – Profils pédologiques décrits sur AZ et comparaison entre les modalités

La formation du sol d'**AZ**, dont le solum est présenté en figure 3.4, résulte de l'altération des minéraux primaires du matériau parental. Ce sol est caractérisé par une horizon aluminique Sal enrichi en composés minéraux de l'aluminium et par une structure polyhédrique subanguleuse et une structure fine grumeleuse. Le taux d'argile de la couche profonde plus élevé que dans les couches sus-jacentes traduit un processus d'illuviation : les argiles mobilisées par les eaux de percolation vont se déposer progressivement dans cet horizon. Des traces d'hydromorphie apparaissent à partir de 35-40 cm de profondeur et traduisent la formation d'une nappe temporaire dans la partie inférieure du profil. Les solums décrits sur les traitements C et T sont quasi-identiques. Ils sont classés selon le RPF parmi les Alocrisols bathyluviques rédoxiques. La circulation des engins forestiers sur le cloisonnement semble seulement avoir modifié la structure sur la totalité du profil sauf sur l'horizon organo-minéral A où l'activité biologique observée est importante. Ce sol est chimiquement pauvre et peu structuré, ce qui peut être à l'origine d'une mauvaise infiltration de l'eau. La nappe d'eau temporaire est saisonnière et se forme lorsqu'une quantité d'eau élevée s'infiltre et s'accumule lorsqu'elle a atteint l'altérite.

Le sol du site pérenne d'Azerailles est constitué d'horizon d'éluviation sur un horizon d'accumulation formant un gradient de la teneur en argile qui augmente avec la profondeur. Des tâches d'hydromorphie apparaissent dès 30 cm de profondeur. Elles sont induites par la formation d'une nappe perchée en hiver liée à une rupture granulométrique observée vers 50 cm. Il semblerait que ce sol se soit développé sur deux matériaux géologiques et sous différentes conditions climatiques. Il est classé dans le RPF parmi les luvisols rédoxiques.

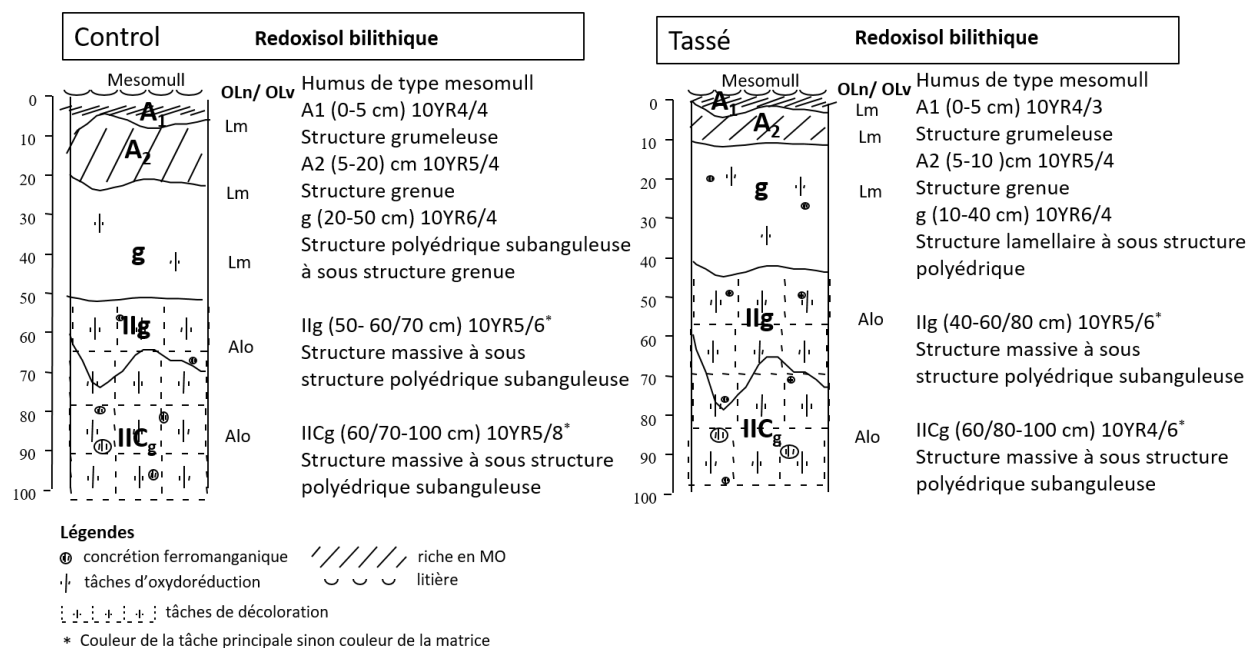


FIGURE 3.5 – Profils pédologiques décrits sur POC1 et comparaison entre les modalités

Les sites **MS2** reposent sur des sols aux traits pédologiques similaires où l'engorgement temporaire est prédominant et débute entre 10 et 20 cm pour **POC1** (Fig. 3.5) et **POC2** (Fig. 3.6) et entre 5 et 10 cm pour **POU1** (Fig. 3.7) et **POU2** (Fig. 3.8). Ils sont classés selon le RPF parmi les rédoxisols bilithiques dont le substrat est composé de limons sur argiles correspondant à des dépôts géologiques différents (sols polycycliques). La transition entre les 2 matériaux parentaux est nette créant une barrière physique à l'infiltration de l'eau à l'origine de la formation sus-jacente d'engorgements temporaires et saisonniers. Sur chacun de ces sols la teneur en argile augmente avec la profondeur liée à des processus d'illuviation. En profondeur, les matériaux argileux sont peu perméables et engendrent la formation d'une nappe quasi-permanent. Les dégradations liées à la circulation des engins semblent réduire la hauteur d'apparition de l'engorgement temporaire, dégrader la structure des horizons intermédiaires pour l'ensemble des sites et d'augmenter la partie du profil étant atteint d'engorgement pour POU.

Les sites **SRG** et **BTG** sont classés dans le RPF parmi les pélosols redoxiques tandis que

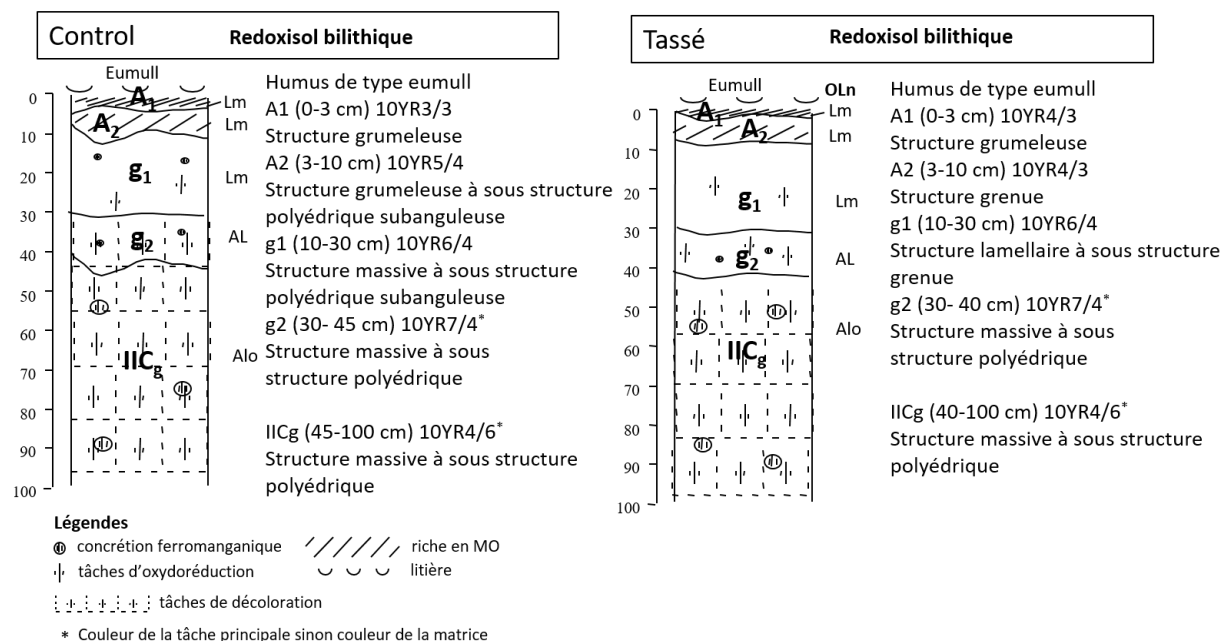


FIGURE 3.6 – Profils pédologiques décrits sur POC2 et comparaison entre les modalités

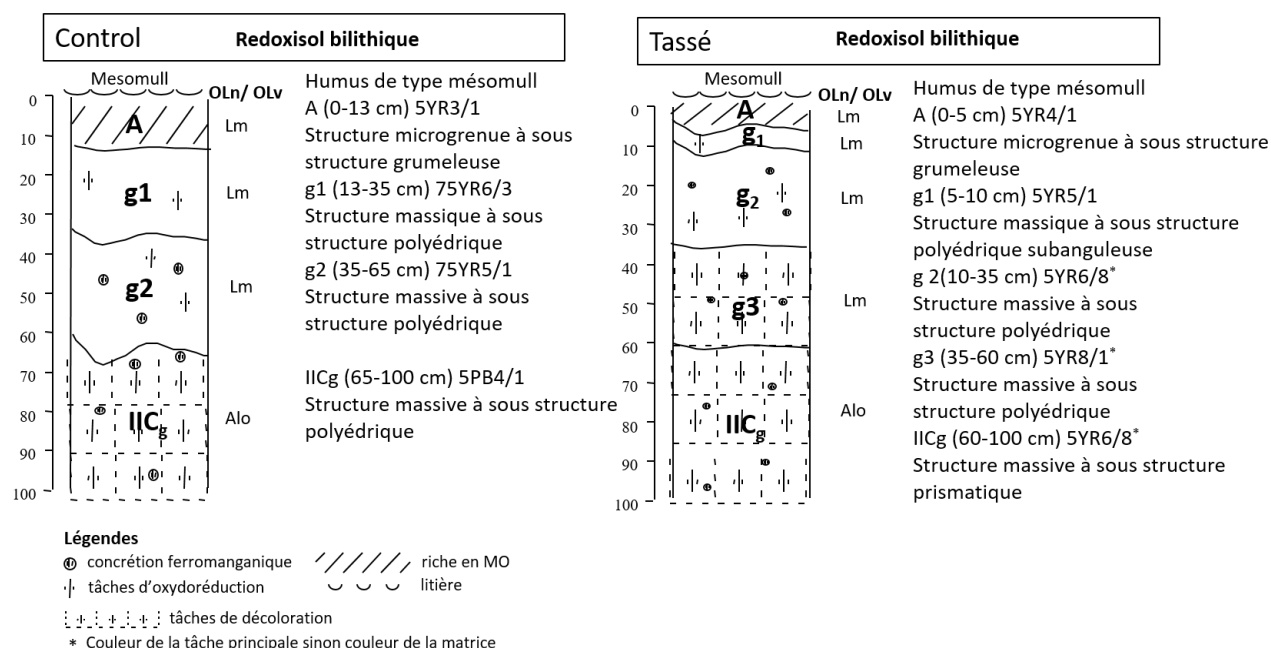


FIGURE 3.7 – Profils pédologiques décrits sur POU2 et comparaison entre les modalités

FTG et **FTG148** sont classés parmi les luvisols redoxiques. Les pélosols sont des sols peu évolués riches en argiles granulométriques ayant un comportement structural particulier résultant de phénomènes de retrait gonflement. De larges et profondes fissures se forment en été et se referment en hiver créant des horizons peu perméables. Les luvisols correspondent à des profils pédologiques continus sans discontinuité lithologique majeure et évoluant progressivement vers des horizons de surface pauvres en argiles et des horizons profonds enrichis en argiles par les processus d'illuviation. Ces 4 sols sont soumis à des

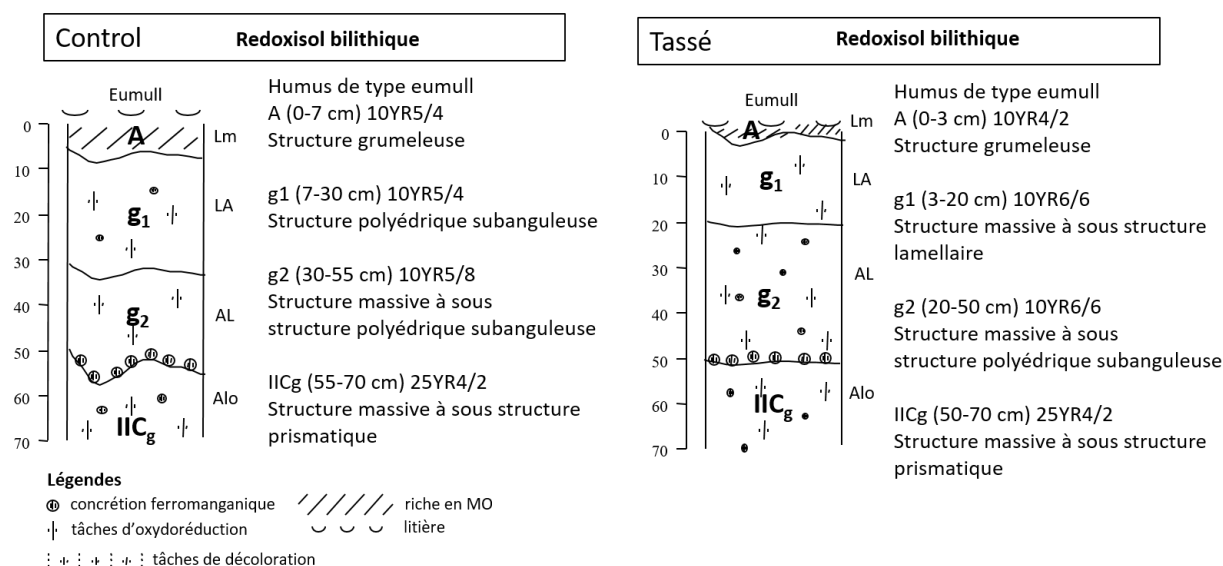


FIGURE 3.8 – Profils pédologiques décrits sur POU3 et comparaison entre les modalités périodes d'engorgement temporaire.

Sur l'ensemble des sites étudiés, la pédogénèse est dominée par les processus d'engorgement plus ou moins marqués et longs. Le changement brutal de la granulométrie induit une barrière physique à l'infiltration de l'eau dans le profil et génère l'apparition d'une nappe temporaire pouvant s'observer pratiquement jusqu'à la surface. Le comportement hydrique résultant des processus d'engorgement est intrinsèque à la morphologie du substrat et non lié à la circulation des engins forestiers sur le cloisonnement. Cependant les dégradations engendrées par cette dernière vont avoir tendance à les aggraver par déstructuration du sol et modification de la porosité. Ce sont donc des sols très sensibles au tassement du fait de leur texture à dominance argilo-limoneuse mais également d'une gamme d'humidité élevée pendant une longue période de l'année modifiant les propriétés mécaniques et réduisant la portance des sols. Les risques de dégradation des sols sont accentués sur les sols hydromorphes et la dégradation des sols intensifie le caractère hydromorphe du sol (Fig. 3.9), créant ainsi une boucle alimentant la destruction physique des sols.

La prédiction de l'état hydrique des cloisonnements est liée à son état actuel. Pour un même sol et une même pression appliquée à la surface, l'état hydrique et donc les propriétés mécaniques seront différentes selon l'intensité de dégradation. Nous avons cherché à caractériser l'état initial des cloisonnements et à quantifier leur intensité de dégradation par rapport à la zone témoin. Pour cela, une classification basée sur l'étude de (Scott, 2008) a été établie avec des indicateurs visuels facilement mesurable sur le terrain. Ces indicateurs sont (i) la structure du sol à 0-10 cm et 10-20 cm de profondeur, (ii) la pro-

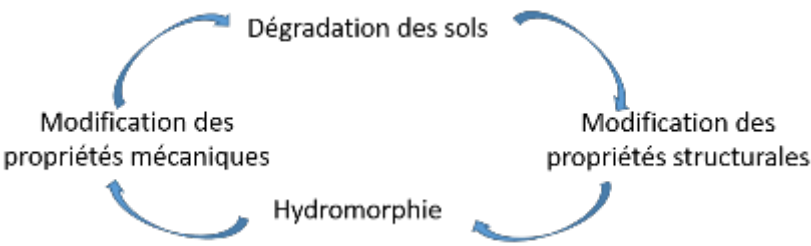


FIGURE 3.9 – Effet cyclique du risque de dégradation des sols induit par leur sensibilité intrinsèque et la circulation des engins dans de mauvaises conditions hydriques

fondeur d'apparition des tâches d'hydromorphie sur C et T ainsi que (iii) la profondeur d'ornière sur T, soit un total de 5 indicateurs. Une note de dégradation comprise entre 0 et 2 est établi selon les différences observées sur ces critères entre les traitements C et T. La note individuelle 2 correspond à une dégradation sévère du critère observé. La note totale est la somme des notes obtenues sur chacun des 5 critères. Les bornes de la classification sont données dans la Figure 3.10. Le cloisonnement est considéré comme (i) légèrement dégradé si sa note est strictement comprise entre 0 et 3, (ii) modérément dégradé si sa note totale est strictement comprise entre 4 et 6 et (iii) sévèrement dégradé si sa note totale est strictement comprise entre 7 et 10.

note de dégradation		0	1	2
a	profondeur ornière	$z \leq 5\text{ cm}$	$5 \leq z \leq 10\text{ cm}$	$z > 10\text{ cm}$
	structure à 0-10 cm	identique entre C et T	lamellaire ou massique sur T	lamellaire et massique sur T
b	structure à 10-20 cm	identique entre C et T	lamellaire ou massique sur T	lamellaire et massique sur T
	tâches décoloration	$\Delta z \leq 10\text{ cm}$	$10 \leq \Delta z \leq 30\text{ cm}$	$\Delta z > 30\text{ cm}$
c	tâches oxydo-réduction	$\Delta z \leq 10\text{ cm}$	$10 \leq \Delta z \leq 30\text{ cm}$	$\Delta z > 30\text{ cm}$

FIGURE 3.10 – Grille diagnostique de l'intensité de dégradation des cloisonnements établie avec des indicateurs visuels simples. Δz représente la différence des variables mesurées entre C et T

La profondeur d'ornière du cloisonnement correspond à la hauteur mesurée entre le fond de la cuvette et le niveau du sol non circulé matérialisé par une tige posée horizontalement et perpendiculairement à la trace de roue (Fig. 3.10a). Les profondeurs d'apparition des

tâches d'hydromorphie sont relevées à l'aide d'une tarière gouge. L'alternance de tâches ocres et grises correspondent aux tâches d'oxydo-réduction (Fig. 3.10b) résultant d'un engorgement temporaire (caractéristique de l'horizon rédoxique) et les tâches bleutées ou grises correspondent aux tâches de décoloration (Fig. 3.10c) résultant d'un engorgement permanent (caractéristique de l'horizon réductique). Les types de structures sont relevés à la bêche. Ensuite les notes finales sont attribuées à partir de la moyenne de 3 sondages effectués sur chacune des modalités. Les résultats sont présentés dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2 – Intensité de dégradation des cloisonnements estimée à partir des indicateurs visuels de la classification. grum. : grumeleuse, lam. : lamellaire, mass. : massive

Site	structure à 0-10 cm sur T	structure à 10-20 cm sur T	prof. ornière sur T (cm)	Δ prof. oxydo- réduction (cm)	Δ prof. réduc- tion (cm)	classe
ABB	mass/lam	mass	7,5	0	7	modérée
AZ	mass/lam	mass/lam	3	40	-	légère
BTG	mass	mass	7,5	-	-	modérée
FTG	mass	mass	11	-	-	sévère
FTG148	grum	grum	0	-	-	légère
HE	mass/lam	mass/lam	10	10	10	sévère
POC1	lam	lam/grum	0	25	-	légère
POC2	mass	mass/lam	6,8	10	-	modérée
POU2	mass/lam	mass/lam	4,5	4,5	-	modérée
POU3	mass/lam	mass/lam	7,5	1,5	-	sévère
SAU	mass/lam	mass/lam	7	0	-	modérée
SRG	grum	grum	0	-	-	modérée
VER11	mass	mass	9	11	-	légère
VER6	mass/lam	mass/lam	12	-	-	modérée

Description du peuplement : des racines aux feuilles

Les **profils racinaires** ont été mesurés à l'aide de la méthode des impacts racinaires qui consiste à compter le nombre de racines traversant une surface plane représentée par une grille de maillage 10 x 10 cm répartie sur 5 colonnes et 8 lignes et placée verticalement sur la paroi de la fosse (Annexe I). Le nombre d'intersection de racines avec le plan défini par la grille est compté dans chaque maille. Les racines sont distinguées en 3 classes de diamètre : $\emptyset \leq 2$ mm, $2 < \emptyset \leq 5$ mm et $\emptyset > 5$ mm. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet d'estimer facilement la densité de longueur de racines par unité de volume avec une relation allométrique, mais elle est moins précise que d'autres méthodes par cartographie ou prélèvements d'échantillons de sol (Smit et al., 1950).

Les **peuplements** ont brièvement été décrits sur chacun des sites. Une à deux placettes

de mesure, dont la configuration est présentée en annexe I, sont installées dans une zone estimée la plus représentative du peuplement. Au sein de chacune de ces placettes, le diamètre à 130 cm de hauteur est mesuré et l'essence est relevé pour les individus de diamètre supérieur à 7,5 cm. La densité d de tiges par hectare $d_{\text{peuplement}}$ et la surface terrière du peuplement S_{terriere} (en m^2/ha) sont calculées selon les équations 3.1 et 3.2. Les résultats sont présentés dans le Tableau 3.3.

$$d_{\text{peuplement}} = \frac{\text{nombre de tiges}}{\text{surface } (m^2)} \cdot 10000 \quad (3.1)$$

$$S_{\text{terriere}} = \left(\sum \frac{\pi \cdot \text{diamètre}^2}{4} \right) \cdot 0.0001 \quad (3.2)$$

Tableau 3.3 – Caractéristiques des peuplements. H : hauteur dominante, c'est-à-dire des plus gros arbres à l'hectare, DBH : le diamètre à 130 cm de hauteur, d : la densité du peuplement et S : la surface terrière. 1_{iere} : espèce dominante et 2_{nd} : espèce(s) secondaire(s).

Placette	ABB		AZ	HE		POC1		POC2	
Essence	1_{iere}	2_{nd}	1_{iere}	1_{iere}	2_{nd}	1_{iere}	2_{nd}	1_{iere}	2_{nd}
	<i>Quercus</i>	<i>Carpinus</i> <i>Acer</i> <i>campes-</i> <i>tris</i>	<i>Fagus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Carpinus</i> <i>Quercus</i> <i>Fraxinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Carpinus</i> <i>betulus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Carpinus</i> <i>betulus</i>
Distribution	38	61	100	74	22	4	72	36	64
H (m)	24.4	16	23.8	21.9	15.9	-	15.7	18.9	14.8
DBH (cm)	28	11.9	19.9	15.3	10.7	18.8	11.6	31.9	9.5
d (n ha ⁻¹)	330	533	461	839	247	43	469	226	407
S (m ² ha ⁻¹)	20.9	6.6	19.1	20.8	2.6	1.4	5.4	18.9	3

Placette	POU1			POU2		VER6		VER11	
Essence	1_{iere}	2_{nd}		1_{iere}	2_{nd}	1_{iere}	2_{nd}	1_{iere}	2_{nd}
	<i>Quercus</i>	<i>Carpinus</i> <i>betulus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Quercus</i>	<i>Carpinus</i> <i>betulus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i>
Distribution	55	30	13	15	54	90	10	92	8
H (m)	20	29-33	-	29	23	25.1	-	23.9	-
DBH (cm)	43	15	11	40	14	27.7	-	20.7	65.3
d (n ha ⁻¹)	165	306	71	119	437	320	34	403	35
S (m ² ha ⁻¹)	25	62	0.7	15	7	22.2	2.2	17.5	12.0

3.2.2 Estimation des paramètres hydrodynamiques avec la méthode BEST

Les tests d'infiltrations

Des tests d'infiltrations ont été réalisés selon la méthode beerkan (Haverkamp et al., 1994; Braud et al., 2005) sur les traitements C et T des sites de l'observatoire. Les données ont été analysées à l'aide de la méthode BEST (Braud et al., 2005; Lassabatère et al., 2006). Un anneau cylindrique est enfoncé sur quelques centimètres d'une surface plane du sol. Deux profondeurs différentes ont été investiguées : (i) la surface, sans la litière et les premiers cm de l'horizon organo-minéral A riche en MO et racines fines et (ii) à 15 cm de profondeur à l'aide de fosses creusées au préalable (Annexe I). Au moins 5 tests ont été effectués par traitement et par profondeur. Les tests consistent en la mesure de la vitesse d'infiltration d'une lame d'eau dans le sol. Un volume d'eau connu V_t est versé dans un anneau au temps $t=0$. Lorsque l'eau est totalement ressuyée, le temps d'infiltration t_1 est noté puis un deuxième volume V_t est versé. Cette opération est répétée jusqu'à l'obtention d'un temps d'infiltration constant.

Lorsque les temps d'infiltration sont trop longs (> 40 min) pour réaliser le test correctement (atteinte du régime permanent), les tests sont alors abandonnés. Pour chaque test d'infiltration, deux échantillons de sol sont prélevés par la méthode du cylindre : (i) avant le test pour déterminer la teneur en eau volumique initiale θ_0 et la densité apparente ρ_a et (ii) à la fin du test pour déterminer la teneur en eau volumique finale θ_f . Des analyses physico-chimique ont été réalisées sur un échantillon composite par placette, modalité et profondeur afin de déterminer la courbe granulométrique (5 fractions) par sédimentation et tamisage (NFX 31-113), la teneur en carbone organique par dosage après combustion sèche (ISO 10694) et le pH eau (NFX 31-117). Les résultats sont présentés dans le Tableau 3.4.

Tableau 3.4 – Granulométrie et chimie des sols composant l’observatoire utilisées pour la méthode BEST. Ar : argiles, Li : Limons, Sa : Sables.

Site	prof.	CONTROL					TASSE				
		Ar	Li	Sa	MO	pH	Ar	Li	Sa	MO	pH
	cm	%	%	%	g kg ⁻¹	-	%	%	%	g kg ⁻¹	-
ABB	0-10	40,9	40,0	17,5	62,0	5,1	41,7	39,9	16,7	55,8	5,6
	15-25	60,2	27,0	11,2	15,3	5,2	44,6	37,8	16,0	30,2	5,4
AZ	0-10	14,4	67,0	18,6	30,0	4,2	14,5	65,9	19,6	54,0	4,2
	15-25	14,9	66,6	18,5	6,7	4,2	15,7	64,4	18,9	11,0	4,2
BTG	0-10	18,3	68,8	11,6	-	-	18,1	69,1	11,6	-	-
FTG	0-10	19,0	65,6	15,4	-	-	-	-	-	-	-
FTG148	0-10	17,2	62,7	19,1	-	-	15,6	62,6	20,8	-	-
H	0-10	22,3	62,5	13,8	53,7	5,1	23,5	59,5	15,6	66,9	7,0
	15-25	23,6	61,2	13,8	20,6	6,6	24,7	59,5	14,4	14,6	7,2
POC1	0-10	14,3	75,6	9,0	52,6	4,3	14,1	76,1	8,7	26,1	4,5
	15-25	14,5	75,9	8,5	15,2	4,5	14,6	75,6	8,7	16,2	4,4
POC2	0-10	12,9	66,8	19,4	9,4	4,5	12,7	67,0	19,5	12,3	4,5
	15-25	14,5	65,4	19,2	4,9	4,7	18,3	62,0	18,6	4,0	4,7
POU2	0-10	17,5	69,0	12,3	168,0	3,8	16,9	69,9	12,0	120,5	3,8
	15-25	14,8	71,4	12,8	22,1	4,0	15,3	72,0	11,6	26,5	4,2
POU3	0-10	18,1	53,7	27,2	26,2	4,4	17,0	55,7	26,4	22,5	4,8
	15-25	19,0	53,4	26,6	16,0	4,3	21,0	52,6	25,3	10,3	4,7
SAU	0-10	12,7	52,1	34,5	-	-	12,7	52,1	34,5	-	-
	15-25	12,7	52,1	34,5	-	-	12,7	52,1	34,5	-	-
SRG	0-10	37,3	52,8	7,9	-	-	36,6	53,2	8,3	-	-
VER11	0-10	22,1	61,6	14,9	17,7	4,6	22,1	62,0	14,5	16,1	4,97
	15-25	25,2	60,8	12,5	28,6	4,5	26,8	59,7	11,9	36,5	4,5
VER6	0-10	27,3	63,3	7,7	-	4,6	27,3	63,3	7,7	-	4,6
	15-25	27,4	66,9	5,7	5,9	4,7	27,4	66,9	5,7	5,9	4,7

L’estimation des paramètres hydrodynamiques

La méthode BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) permet d’estimer les paramètres des propriétés hydrodynamiques des sols : les courbes de rétention $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique $K(\theta)$. L’algorithme BEST a été développé par Lassabatère et al. (2006) afin d’améliorer l’estimation des paramètres d’échelle. La courbe de rétention en eau est donnée par la relation de Van Genuchten (Van Genuchten, 1980) (Eq. 3.3) avec la condition de Burdine (Burdine et al., 1953) (Eq. 3.4) et la courbe de conductivité

hydraulique est donnée par la relation de Brook and Corey (Brooks et Corey, 1964) (Eq. 3.5).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} = \left(1 + \left(\frac{h}{hg}\right)^n\right)^{-m} \quad (3.3)$$

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (3.4)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_{\text{sat}}} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r}\right)^\eta \quad (3.5)$$

avec h : le potentiel matriciel de l'eau du sol (m),

θ : la teneur en eau volumique du sol ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$),

θ_{sat} et θ_r : respectivement la teneur en eau volumique à saturation et résiduelle du sol ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$),

hg : est un paramètre d'échelle de la courbe de rétention (m) ($hg = 1/\alpha$),

n et m : les paramètres de forme de $h(\theta)$ (-),

η : le paramètre de forme de la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ (-),

K_{sat} : la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}).

La méthode BEST permet d'estimer :

- Les paramètres de forme n , m , η , qui dépendent de la texture
- Les paramètres d'échelle K_{sat} , θ_{sat} , θ_r , hg qui dépendent de la structure

Les paramètres de forme n , m , η sont estimés à partir de la courbe granulométrique ; les paramètres d'échelle K_{sat} , θ_{sat} , θ_r , hg sont estimés à partir de la courbe d'infiltration expérimentale et de mesures réalisées in situ. En général, θ_r est très faible et est donc considéré comme nul dans la méthode BEST. Une propriété hydrodynamique supplémentaire est calculée par la méthode BEST, il s'agit de la sorptivité S ($\text{m s}^{-0.5}$). La sorptivité, i.e. capacité du sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se fait uniquement par l'action du gradient de pression, est utilisée pour l'ajustement des données des tests d'infiltration avec le modèle.

L'infiltration cumulée $I(t)$ et le taux d'infiltration $q(t)$ s'expriment selon les équations 3.6 et 3.7 en régime transitoire et selon les équations 3.8 et 3.9 en régime permanent :

$$I(t) = S\sqrt{t} + (A \cdot S^2 + B \cdot K_{\text{sat}}) \cdot t \quad (3.6)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + (A \cdot S^2 + B \cdot K_{\text{sat}}) \quad (3.7)$$

$$I_{+\infty}(t) = (A \cdot S^2 + K_{\text{sat}})t + C \cdot \frac{S^2}{K_{\text{sat}}} \quad (3.8)$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = A \cdot S^2 + K_{\text{sat}} \quad (3.9)$$

L'ordonnée à l'origine de l'équation 3.8 est notée $b_{+\infty}$ par la suite (Eq.3.10) :

$$b_{+\infty} = C \cdot \frac{S^2}{K_{\text{sat}}} \quad (3.10)$$

Les coefficients A,B et C sont définis par les équations 3.11, 3.12, 3.13 :

$$A = \frac{\gamma}{rd \cdot (\theta_{\text{sat}} - \theta_0)} \quad (3.11)$$

$$B = \frac{2 - \beta}{3} \cdot \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_{\text{sat}}}\right)^\eta\right) + \left(\frac{\theta_0}{\theta_{\text{sat}}}\right)^\eta \quad (3.12)$$

$$C = \frac{1}{2(1 - (\frac{\theta_0}{\theta_{\text{sat}}})^\eta)(1 - \beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (3.13)$$

Lorsque $\theta_0 < 0.25\theta_{\text{sat}}$, alors $\beta = 0.6$ et $\gamma = 0.75$

L'estimation des paramètres des courbes de rétention et de conductivité hydraulique avec l'algorithme BEST se déroule en plusieurs étapes :

- (1) **Estimation des paramètres de forme** grâce à l'ajustement de la courbe granulométrique (Fig. 3.11) de la fraction fine ($< 2\text{mm}$) avec la relation suivante :

$$F(D) = \left(1 + \left(\frac{Dg}{D}\right)^N\right)^{-M} \quad (3.14)$$

Cette relation correspond à la fréquence cumulée des particules de diamètre D. M et N correspondent aux paramètres de forme ($M = 1 - 2/N$) et Dg au paramètre d'échelle de la courbe granulométrique. Son ajustement avec la courbe granulométrique s'effectue par la méthode des moindres carrés et la déduction des paramètres m, n et η est décrite par Lassabatère et al. (2006).

Les paramètres m et n de la courbe de rétention en eau sont déterminés par les

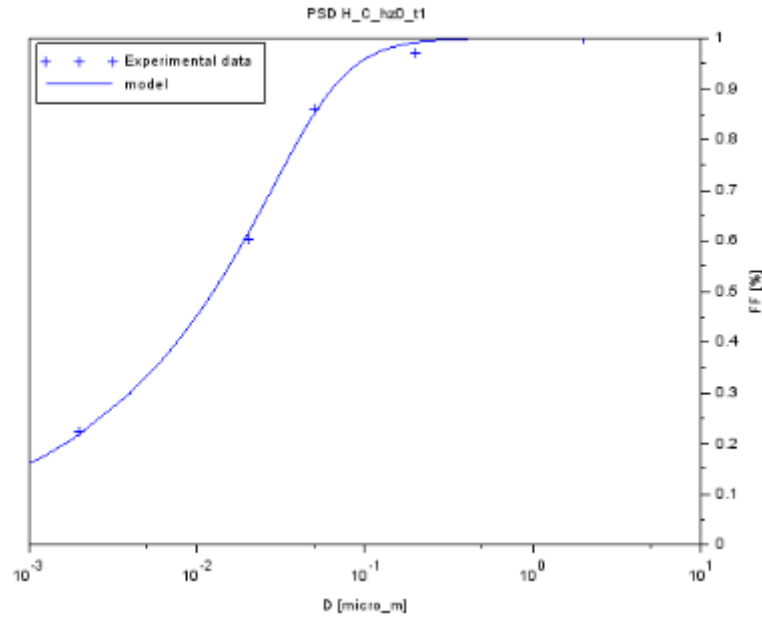


FIGURE 3.11 – Ajustement de la courbe granulométrique avec l'équation 3.14

relations suivantes :

$$m = \frac{1}{pm} \cdot (\sqrt{1 + pm^2} - 1) \quad (3.15)$$

$$pm = \frac{m \cdot n}{1+m} \quad (3.16)$$

$$n = \frac{2}{1-m} \quad (3.17)$$

avec pm est un indice de forme

Le paramètre η de la courbe de conductivité hydraulique est donné par la relation suivante :

$$\eta = \frac{2}{\gamma} + 2 + p \quad (3.18)$$

avec $\gamma = mn$ et p un paramètre de la tortuosité égale à 1 (Burdine et al., 1953)

(2) Estimation des paramètres d'échelle :

La teneur en eau initiale θ_0 est mesurée à partir du prélèvement du sol. La teneur en eau à saturation θ_{sat} est supposée égale à la porosité du sol. Elle est donnée par l'équation 3.19 (Braud et al., 2005; Lassabatère et al., 2006).

$$\theta_{\text{sat}} = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (3.19)$$

avec ρ_d la masse volumique apparente et ρ_s la masse volumique des solides ($\rho_s = 2.65 \text{ g m}^{-3}$)

L'algorithme BEST procède à l'ajustement de la courbe d'infiltration cumulée $I(t)$ et du taux d'infiltration $q(t)$ calculés à partir des données expérimentales, selon la démarche décrite ci-après.

- (i) **Dans un premier temps**, les paramètres A , B et C (cf. équations 3.11, 3.12 et 3.13) sont calculés à partir des paramètres de forme et des teneurs en eau initiale et à saturation (équation 3.19).
- (ii) **Les courbes expérimentales d'infiltration cumulée** $I_{exp}(t)$ et du taux d'infiltration $q_{exp}(t)$ sont calculées à chaque instant t_i selon les équations :

$$I_{exp}(t_i) = I_i \quad (3.20)$$

$$q_{exp}(t_{i*}) = \frac{I_{i+1} - I_i}{I_{t+1} - t_i} \quad (3.21)$$

avec $i = 1 \dots N_{tot}$ (nombre total du jeu de données)

$$t_{i*} = \left(\frac{\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_i}}{2} \right)^2$$

- (iii) **Le taux d'infiltration en régime permanent** $q_{+\infty}$ qui intervient dans l'équation 3.9 est ensuite calculé. Il représente la pente de l'ajustement linéaire $I(t)$ de l'équation 3.8 (correspondant au modèle permanent) avec les derniers points de la courbe d'infiltration cumulée expérimentale. Ce nombre de points est fixé par défaut à 3 mais peut être modifié.

$$q_{+\infty}^{exp} = slope(t_i, I_i) = q_{+\infty} = A \cdot S^2 + K_{sat} \quad (3.22)$$

$$K_{sat} = A \cdot S^2 - q_{+\infty} \quad (3.23)$$

- (iv) **Les données expérimentales en régime transitoire** sont alors ajustées à partir des équations 3.6 et 3.7 dans lesquelles la conductivité K_{sat} est remplacée par l'équation 3.23. L'ajustement consiste à minimiser l'écart entre les données simulées par BEST et les données mesurées en optimisant la valeur de la sorptivité S .

$$I(t) = S\sqrt{t} + (A \cdot S^2(1 - B) + B \cdot q_{+\infty}) \cdot t \quad (3.24)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + (A \cdot S^2(1 - B) + B \cdot q_{+\infty}) \quad (3.25)$$

Comme les équations 3.24 et 3.25 ne sont pas valables sur l'ensemble du régime transitoire, l'optimisation se fait sur un sous-échantillon du jeu de données contenant k valeurs débutant par la 5ème valeur (limite approximative entre régime transitoire et permanent) et incrémenté d'une donnée supplémentaire (jusqu'à la dernière valeur du jeu de données). BEST estime pour chacun de ces sous jeux de données une valeur pour la sorptivité S et la conductivité à saturation K_{sat} (recalculée par l'équation

3.23). Il définit également un temps maximum t_{max} pour lequel le régime transitoire est encore valide (Eq. 3.26).

$$t_{max} = \frac{1}{4(1-B)^2} \cdot \frac{S^2}{K_{sat}^2} \quad (3.26)$$

- (v) **Parmi toutes les valeurs de $S(k)$ et $K_{sat}(k)$** , BEST retient les valeurs optimales de S et K_{sat} associées au plus large nombre k (nommé k_{step}) valide dans le régime transitoire, c'est-à-dire vérifiant $t_{k_{step}} \leq t_{max}$. Ces dernières sont représentées en rouge dans la figure 3.12.

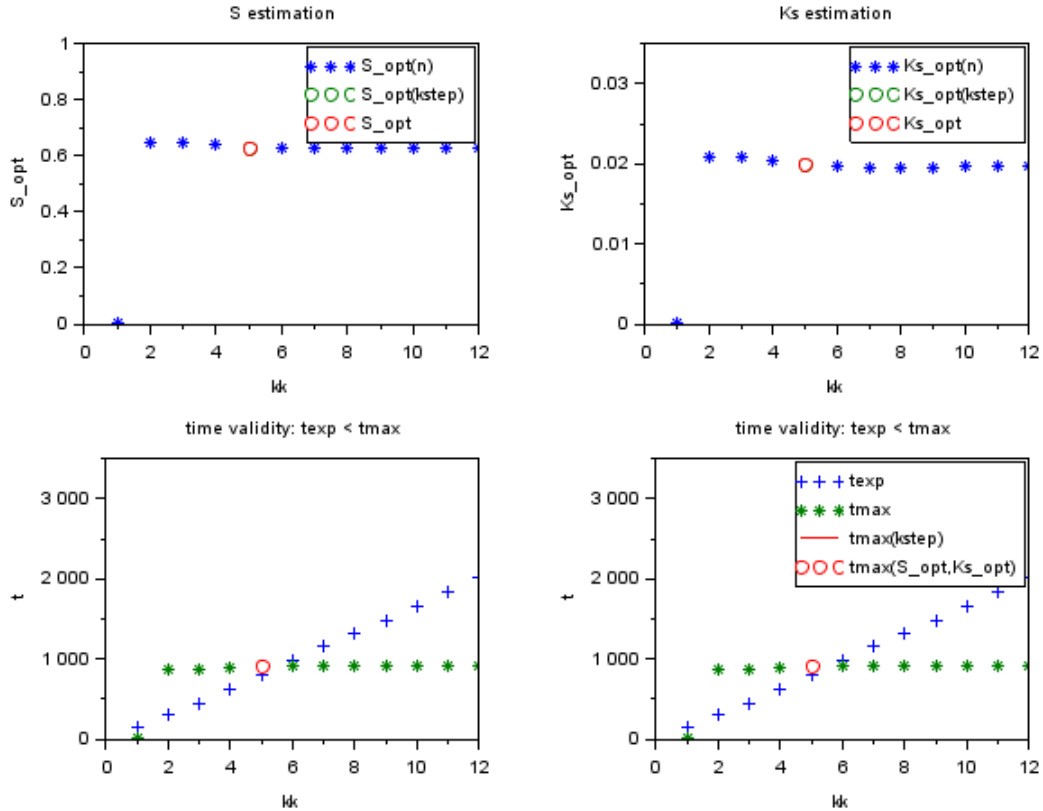


FIGURE 3.12 – Détermination des valeurs optimales de S et K_{sat} à partir du pas de temps k_{step} correspondant à la limite supérieure du plus large domaine de validité du régime transitoire

- (vi) **Le paramètre hg** est ensuite obtenu selon l'équation 3.27 :

$$hg = -\frac{S^2}{C_p \cdot (\theta_{sat} - \theta_0) \cdot (1 - \frac{\theta_0}{\theta_{sat}})^\eta \cdot K_{sat}} \quad (3.27)$$

avec c_p une constante calculée à partir des paramètres de forme.

Il existe 3 variantes de l'algorithme BEST permettant d'ajuster les données expérimentales : BEST-slope (Lassabatère et al., 2006) décrite ci-dessus, BEST-intercept (Yilmaz et al., 2010) et BEST-steady (Bagarello et al., 2014). Ces méthodes diffèrent par les contraintes

considérées pour ajuster le modèle.

BEST-slope considère la pente $q_{+\infty}$ du modèle permanent comme contrainte entre S et K_{sat} pour ajuster le modèle. BEST-slope mène parfois à des valeurs de K_{sat} négatives induites lorsque $AS^2 > K_{\text{sat}}$ ou que $q_{+\infty}$ est surestimé, ce qui arrive souvent sur les sols peu perméables.

BEST-intercept considère l'ordonnée à l'origine $b_{+\infty}$. Ceci permet d'éviter les valeurs négatives dans l'estimation de K_{sat} puisqu'il utilise une division (Eq.3.28). Dans ce cas, le modèle ajusté aux données expérimentales est donné par l'équation 3.29.

$$K_{\text{sat}} = \frac{CS^2}{b_{+\infty}} \quad (3.28)$$

$$I(t) = S\sqrt{t} + \left(B \cdot \frac{CS^2}{b_{+\infty}} \cdot S^2t + AS^2\right) \cdot t \quad (3.29)$$

BEST-steady correspond à une approche intermédiaire utilisant la pente et l'ordonnée à l'origine de la courbe linéaire de régression du régime permanent. Cet algorithme combine donc les équations 3.23 et 3.28 pour donner l'équation 3.30. Les paramètres S et K_{sat} sont alors respectivement calculés à partir des équations 3.31 et 3.32.

$$q_{+\infty} = AS^2 + \frac{CS^2}{b_{+\infty}} \quad (3.30)$$

$$S = \sqrt{\frac{q_{+\infty}}{A + \frac{C}{b_{+\infty}}}} \quad (3.31)$$

$$K_{\text{sat}} = \frac{Cq_{+\infty}}{Ab_{+\infty} + C} \quad (3.32)$$

Les méthodes de résolution des 3 algorithmes sont synthétisées dans la Figure 3.13.

Shape Index et courbes moyennes

Pour utiliser les paramètres hydrodynamiques estimés par la méthode BEST comme données d'entrée de Sol Virtuel, il est nécessaire de convertir les paramètres de la relation van Genuchten avec la condition de Burdine en paramètre de la relation de van Genuchten avec la condition de Mualem. Pour cela, on utilise le Shape index P (Leij et al., 2005) qui permet d'améliorer et d'optimiser la conversion des paramètres hydrauliques d'un modèle à un autre. Il peut être déduit de données expérimentales ou d'une formule basée sur les modèles paramétriques de la courbe de rétention. Comme la méthode BEST considère une teneur en eau résiduelle nulle, on utilise les formules 3.33 à 3.35 :

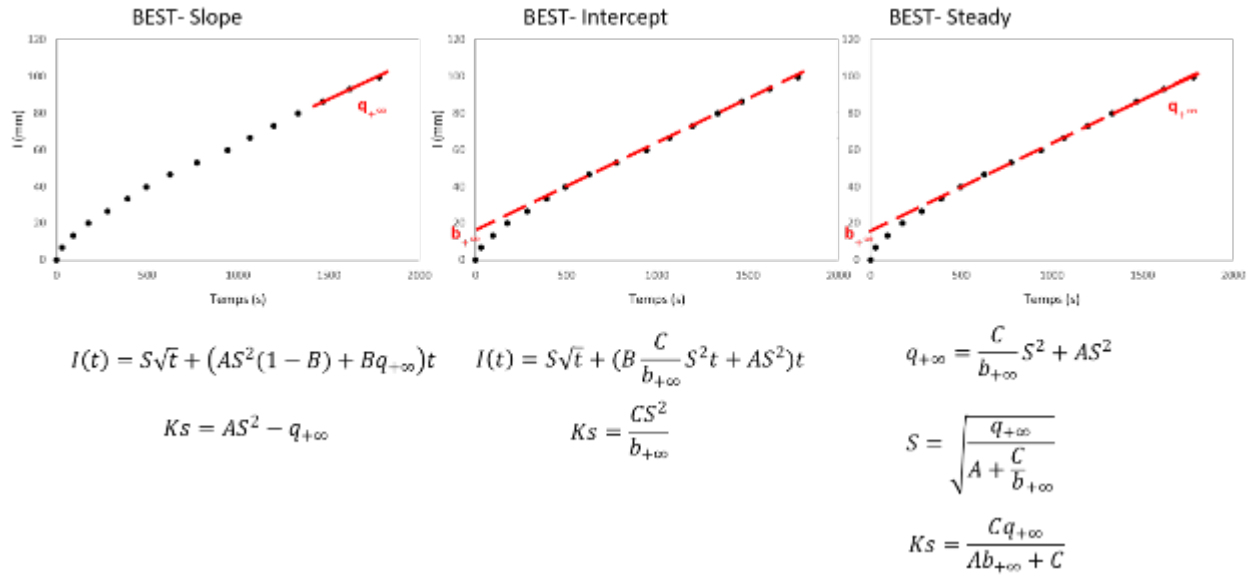


FIGURE 3.13 – Synthèse des 3 méthodes de résolution proposées par la méthode BEST

$$P = \frac{m_1 \cdot n_1}{1 + m_1} \quad (3.33)$$

$$m_2 = \frac{-k + \sqrt{k^2 + 4P^2}}{2P} \quad (3.34)$$

$$n_2 = \frac{k}{1 - m_2} \quad (3.35)$$

avec P : le shape index (-),

m_1 et n_1 : les paramètres de forme estimés à partir de la relation de van Genuchten et la condition de Burdine (-),

m_2 et n_2 : les paramètres de forme estimés à partir de la relation de van Genuchten et la condition de Mualem (-),

k : une contrainte utilisée dans l'estimation de m_2 et n_2 (-) (ici k=1).

Des courbes moyennes de conductivité hydraulique et de rétention en eau ont été calculées pour chaque configuration "site x traitement x profondeur". Nous avons utilisé la fonction *nls* du package R *stats* qui permet d'estimer les paramètres d'un modèle non linéaire par régression des moindres carrés en minimisant la somme des carrés des résidus. Les paramètres K_{sat} et η pour $K(\theta)$ et le paramètre hg pour $h(\theta)$ sont estimés et le paramètre θ_{sat} est lui moyenné. Comme les paramètres de forme n et m sont estimés dans la méthode BEST avec une fonction de pédotransfert ne prenant en compte que la granulométrie, ils sont alors identiques pour chaque répétition.

3.3 Suivi hydrique des sites de l'observatoire

3.3.1 Chroniques hydriques

Les dispositifs expérimentaux

Des dispositifs permettant de suivre la dynamique hydrique annuelle du binôme inter-bande/cloisonnement ont été installés dans les MS1. Sur chaque placette sont mesurés la teneur en eau volumique, la température des sols et le potentiel matriciel à différentes profondeurs sur C et T (Fig. 3.14).

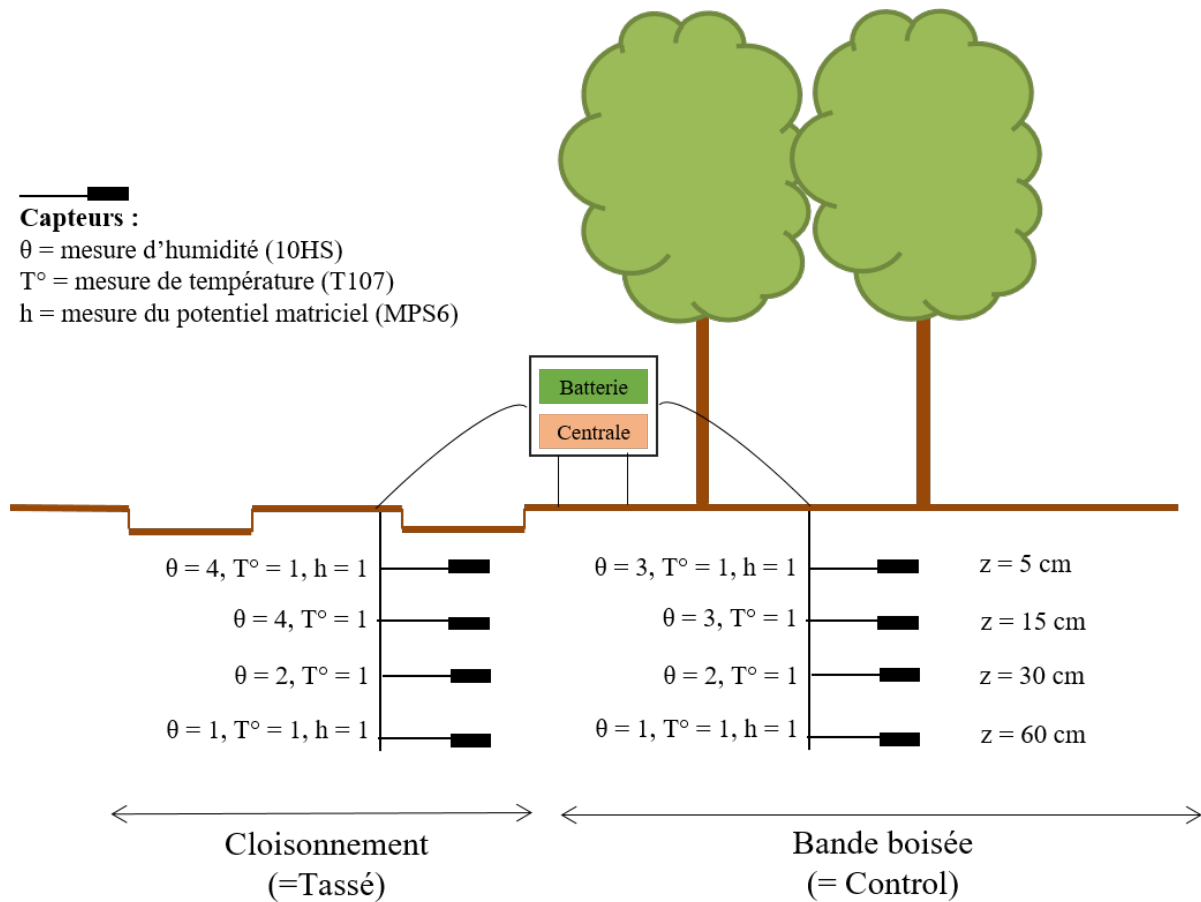


FIGURE 3.14 – Schéma du dispositif expérimental installé sur AZ et HE afin de mesurer la dynamique hydrique des sols entre 0 et 60 cm de profondeur. Les profondeurs peuvent varier entre AZ et HE.

La teneur en eau volumique est mesurée par la sonde capacitive 10HS (Decagon Devices, 2015). Le capteur est composé de 2 électrodes (Annexe I) dont la charge et la décharge rapide dans le sol génèrent un champ électromagnétique. Le principe de mesure d'une sonde capacitive repose sur l'évaluation de la constante diélectrique ϵ_r du sol se trouvant entre les deux électrodes. La constante diélectrique d'un milieu est le rapport entre la permittivité diélectrique du milieu ϵ et la permittivité diélectrique du vide ϵ_0 ($\epsilon_0 = 8.854187187 \dots 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$). La permittivité diélectrique ϵ ou la constante diélectrique ϵ_r , traduit la

capacité du milieu à être polarisé lorsqu'un champ électromagnétique lui est appliqué. Pour un sol, elle est très sensible aux variations d'eau puisque cette dernière possède une grande constante diélectrique, de l'ordre de 80 contre 1 pour l'air. Toute variation relative de constante diélectrique peut s'expliquer par une variation de la teneur en eau qui est donnée par la relation de calibration fournie par le constructeur (Eq. 3.36).

$$\theta_{10HS} = 2.97 \cdot 10^{-0.9} \cdot x^3 - 7.37^{-0.6} \cdot x^2 + 6.69^{-0.3} \cdot x - 1.92 \quad (3.36)$$

avec x le signal brut (mV) et θ_{10HS} la teneur en eau volumique mesurée par les sondes capacitatives 10HS ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

Mittelbach et al. (2012) ont montré que la calibration standard du constructeur ne permet pas de prédire précisément la valeur absolue de la teneur en eau du sol. De plus, la constante diélectrique dépend de la teneur en argile et en matière organique (Seladji, 2010). Une courbe de calibration spécifique aux sols d'Azerailles et de Hesse a été construite afin de corriger les erreurs de mesures liées à l'effet site. Sur la figure 3.15, les teneurs en eau volumiques, calculées à partir de mesures par méthode gravimétrique et mesures de densité apparente, sur une large gamme d'humidité à chaque profondeur ont été comparées avec les mesures des sondes capacitatives à un instant t . Ce graphique montre que les sondes capacitatives ont tendance à surestimer la valeur de θ sur les deux sites avec un écart plus prononcé sur AZ. Les fonctions de calibration de AZ (Eq. 3.37) et HE (Eq.3.38) sont données respectivement par les relations suivantes :

$$\theta = 1.67 \cdot \theta_{10HS} - 0.28 \quad (3.37)$$

$$\theta = 1.82 \cdot \theta_{10HS} - 0.24 \quad (3.38)$$

Avec θ_{10HS} : la teneur en eau mesurée par la sonde capacitive 10HS

D'autres études ont montré l'influence de la température du sol sur la mesure de la permittivité diélectrique à base fréquence (70 MHz) des sondes capacitatives (Evelt et al., 2006; Bogena et al., 2007). En effet, l'augmentation de la température d'un milieu tend à briser les liaisons reliant les molécules d'eau à la matrice, augmentant ainsi la quantité de charges électriques des molécules d'eau libres et donc la permittivité diélectrique. Apporter une correction de l'effet température aux mesures des sondes capacitatives, comme proposés par Chanzy et al. (2012), améliore la sensibilité des mesures aux variations journalières. Nous n'avons pas appliqué de telle correction dans notre cas d'étude puisque nous nous intéressons ici au comportement plus globale de $\theta(t)$.

Les profils d'évolution de la teneur en eau du profil C mesurée par les sondes capacitatives corrigées avec la fonction de calibration sont donnés dans les figures 3.16 à 3.19. La courbe rouge correspond à la teneur en eau moyenne par profondeur calculée à partir des diffé-

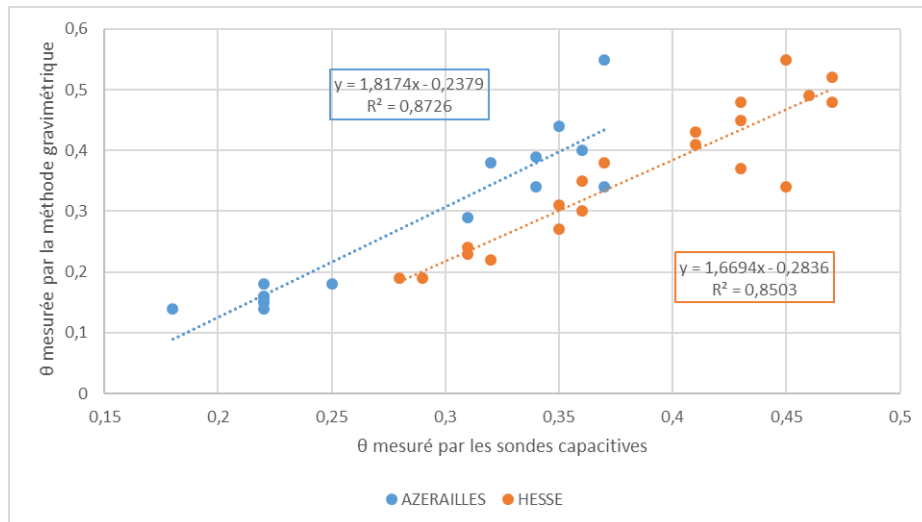


FIGURE 3.15 – Fonction de calibration des sondes capacitatives sur les sites d’AZ (en orange) et de HE (en bleu)

rentes répétitions.

Sur AZ, les capteurs installés au même niveau mesurent des tendances hydriques identiques de faible variabilité de la teneur en eau pour 6 et 30 cm de profondeur sur C et T. A l’inverse, à 15 cm de profondeur :

- (i) Sur le profil control C (Fig. 3.16), un des capteurs mesure des teneurs en eau largement inférieures aux deux autres menant à un écart pouvant atteindre environ $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ et à des valeurs négatives en été. Même si le comportement hydrique mesuré par ce capteur est similaire aux deux autres, les valeurs absolues ne peuvent être retenues dans la suite de l’analyse. Nous expliquons cette différence par la variabilité des sols forestiers (i.e. ce capteur a été installé dans une fosse différente) combinée à un défaut de mesure du capteur sûrement lié à un problème d’installation. Il a donc été exclu dans le calcul de la dynamique moyenne.
- (ii) Sur le profil tassé T (Fig. 3.17), une grande variabilité entre capteurs est également mesurée menant à des écarts d’environ $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, néanmoins l’ensemble des répliquats a été conservé pour calculer la dynamique moyenne.

Cette partie du profil de sol semble très hétérogène, elle correspond à la partie supérieure de l’horizon structural pouvant être sujet à une forte activité lombricienne.

Sur HE (Fig. 3.18 et 3.19), la variabilité de la teneur en eau mesurée par les capteurs installés aux mêmes profondeurs est faible et est comprise, en moyenne sur l’ensemble de la période, entre 0.02 et $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Les écarts les plus élevés s’observent en surface sur le profil control et sur les capteurs profonds en période hivernale. En mars 2018, le sol a gelé jusqu’à 20 cm de profondeur induisant une chute drastique des valeurs mesurées

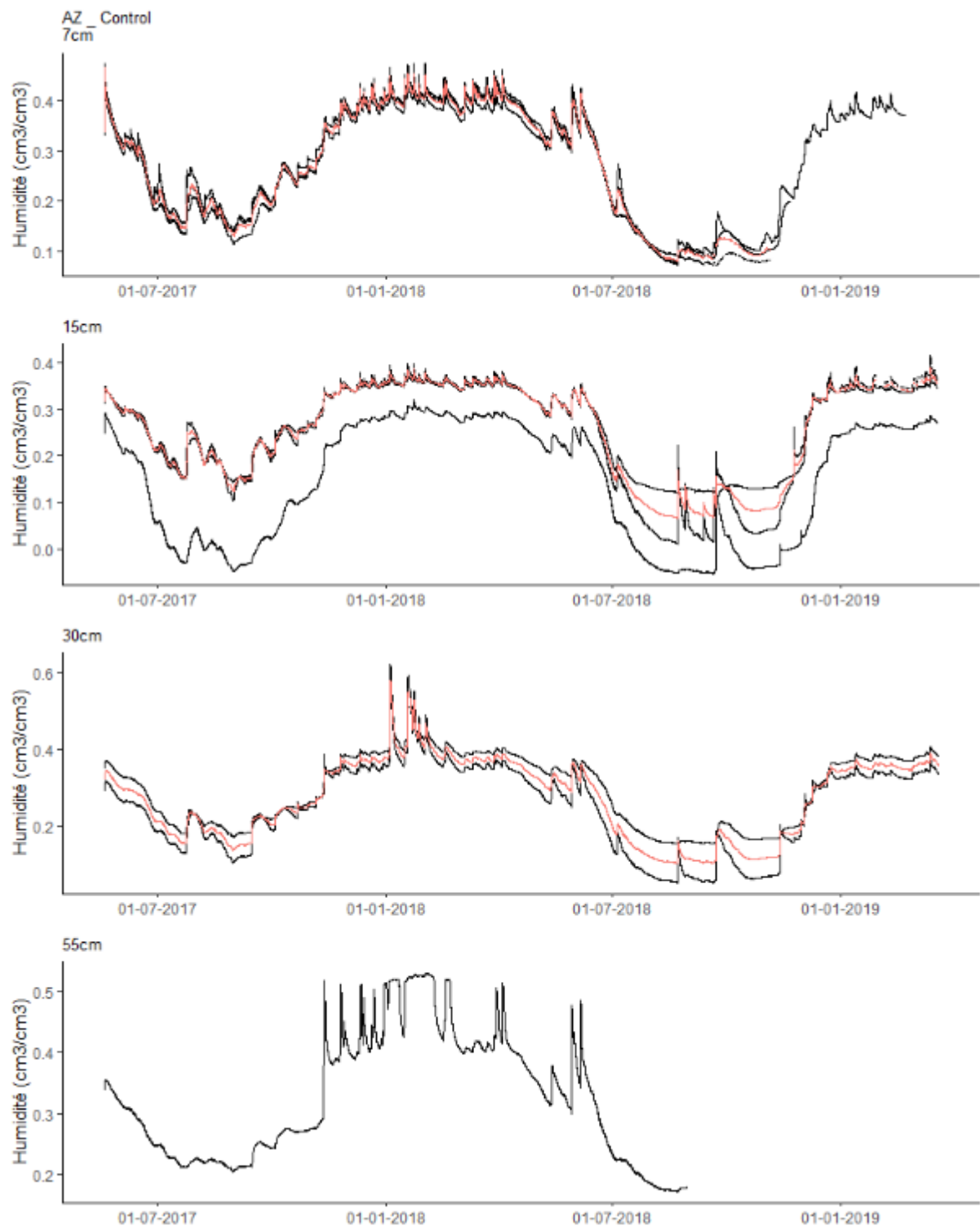


FIGURE 3.16 – Variabilité de la teneur en eau mesurées par profondeur sur le profil d’AZERAILLES de la zone non circulée (Control) et moyenne calculée (courbe rouge). A 55 cm, les données ne sont pas exploitables à partir de du mois d’août 2018.

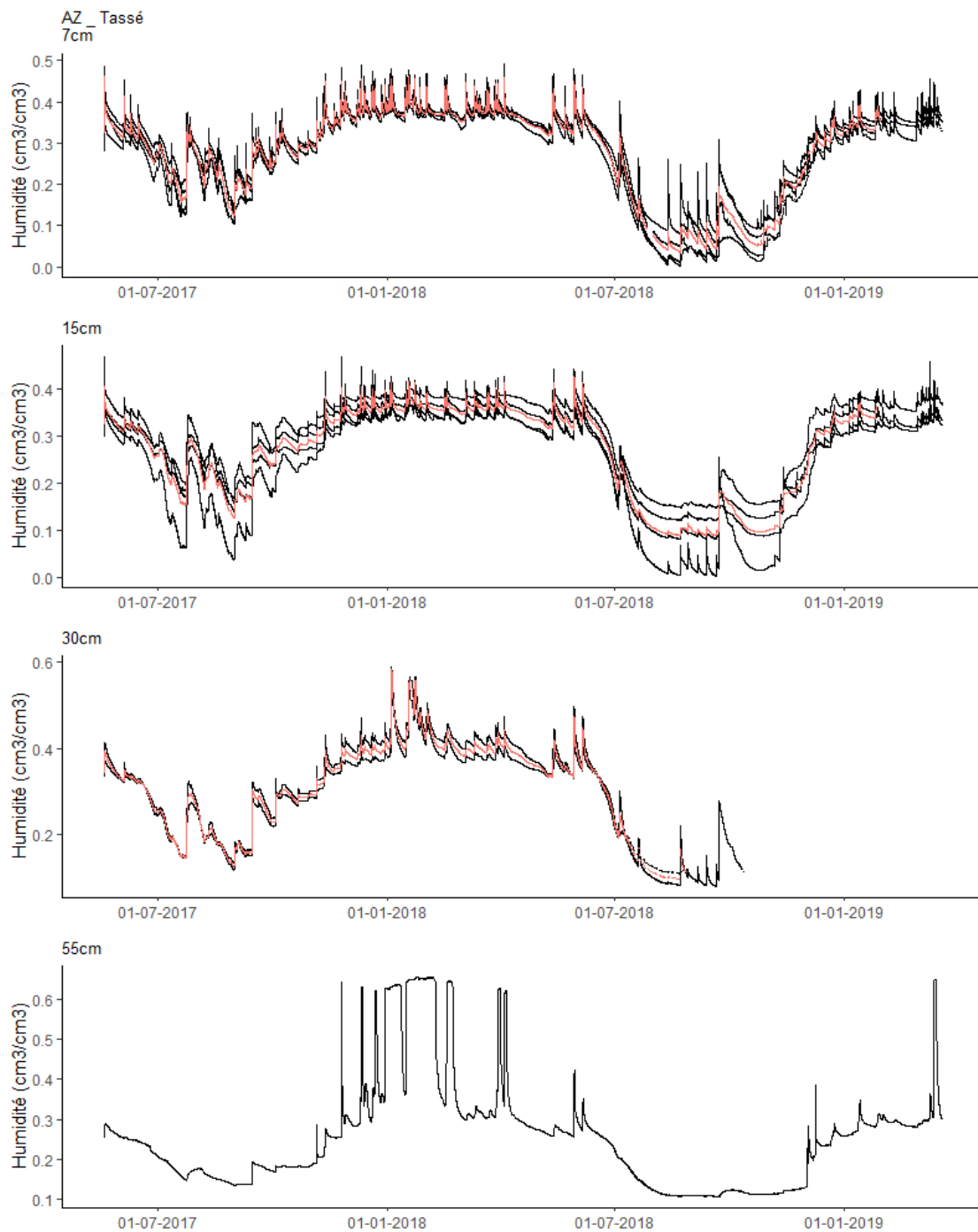


FIGURE 3.17 – Variabilité de la teneur en eau mesurées par profondeur sur le profil d'AZERAILLES dans le cloisonnement (Tassé) et moyenne calculée (courbe rouge). A 55 cm, les données ne sont pas exploitables à partir de du mois d'août 2018.

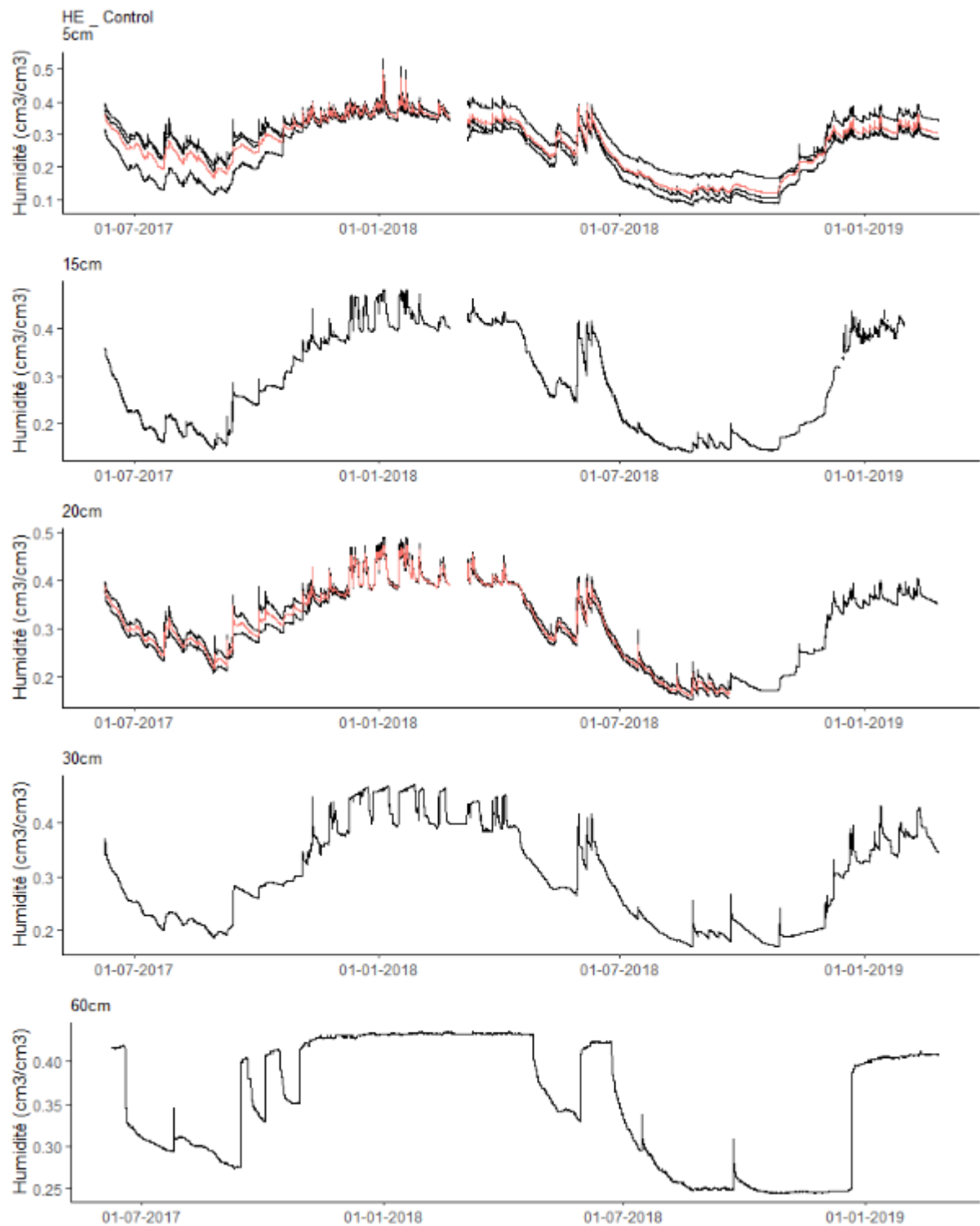


FIGURE 3.18 – Variabilité de la teneur en eau mesurées par profondeur sur le profil d'HESSE de la zone non circulée (Control) et moyenne calculée (courbe rouge).

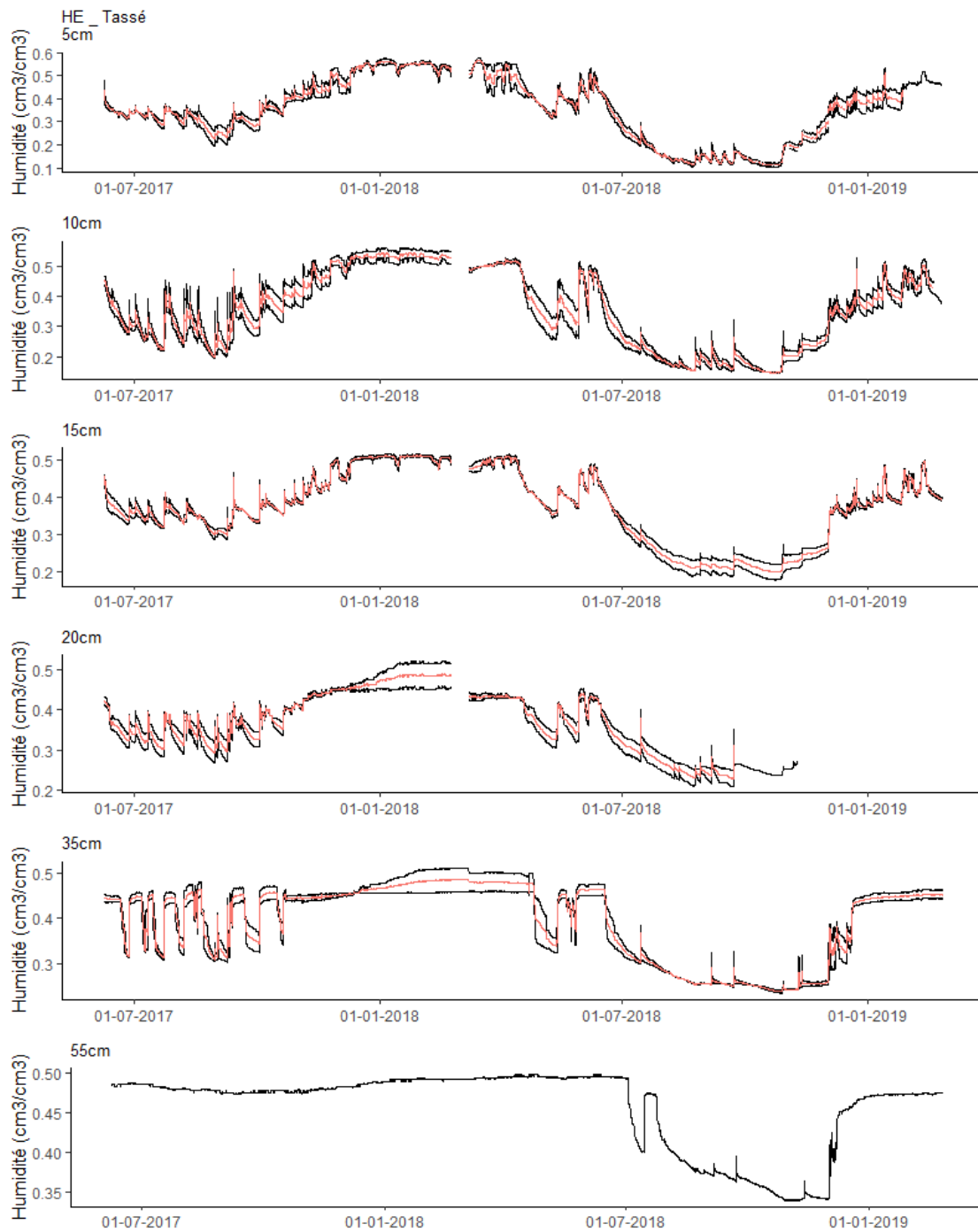


FIGURE 3.19 – Variabilité de la teneur en eau mesurées par profondeur sur le profil d'HESSE dans le cloisonnement (Tassé) et moyenne calculée (courbe rouge).

de teneur en eau. L'eau du sol à l'état solide provoque l'immobilisation des molécules d'eau. Les charges électriques ne pouvant plus s'aligner avec le champ électromagnétique entraînent une réduction de la permittivité diélectrique mesurée : la baisse apparente de teneur en eau mesurée par les sondes capacitatives est donc un artefact qui ne correspond pas à un assèchement du sol mais à un changement d'état de l'eau du sol de la phase liquide à la phase solide (glace). Les données correspondant à la période de gel ont donc été supprimées.

La plupart des capteurs mesurent, sur les deux sites, des comportements hydriques inattendus qui s'accroissent avec la profondeur. Il s'agit des phénomènes d'humectation et/ou de dessiccation très rapides, de l'ordre de quelques heures parfois, observés principalement en hiver mais aussi en automne 2018 sur AZ. La figure 3.20 donne un aperçu de ces événements à différentes profondeurs sur une échelle de temps plus réduite. L'augmentation rapide de θ coïncide avec d'importantes précipitations pouvant atteindre 30 mm en moins d'une journée. A 30 cm de profondeur, sur AZ, θ augmente de presque 0.15 m³ m⁻³ en quelques heures. Cette augmentation rapide (en quelques heures) de l'humidité du sol peut être suivie soit d'une phase de baisse rapide de la teneur en eau sur une période d'une journée (i.e. AZ_C_30cm), soit d'une stabilité sur plusieurs jours (i.e. HE_C_60cm), ce qui pourrait traduire la formation d'une nappe perchée temporaire. Nous avançons deux hypothèses pour expliquer les augmentations et baisses rapides de l'humidité du sol :

- La première hypothèse est que des phénomènes d'écoulements rapides dans la macroporosité du sol existent dans ces milieux : ces écoulements rapides ont été mis en évidence par de nombreux auteurs et peuvent s'expliquer d'une part par une forte activité biologique créant une quantité importante de macropores et d'autre part par des phénomènes d'hydrophobicité dus à une forte teneur en matière organique qui va accentuer l'hétérogénéité de l'écoulement. Cependant, ces phénomènes devraient être moins perceptibles sur les zones tassées, ce qui n'est pas systématiquement le cas,
- La seconde hypothèse est que, malgré le soin apporté à l'implantation des capteurs, une lame d'air se soit formée entre le capteur et le sol : cette porosité artificielle créée autour du capteur pourrait alors se remplir d'eau lors d'épisodes de pluie importants ou en présence de nappe perchée. Nous privilégions cette hypothèse.

Les quelques premiers centimètres de sol entourant le capteur vont fortement influencer la mesure de θ , ainsi la présence de vide autour du capteur engendre des biais conséquents. Pour pallier ce problème, les valeurs de θ ont été bornées par une teneur en eau maximale θ_{max} , évaluée graphiquement, correspondant à l'état de saturation avant le remplissage de la lame d'air entourant le capteur. Le θ_{max} est déterminé en examinant les phases de dessiccation du sol durant l'hiver 2017, où les phénomènes hydriques liés à la mauvaise

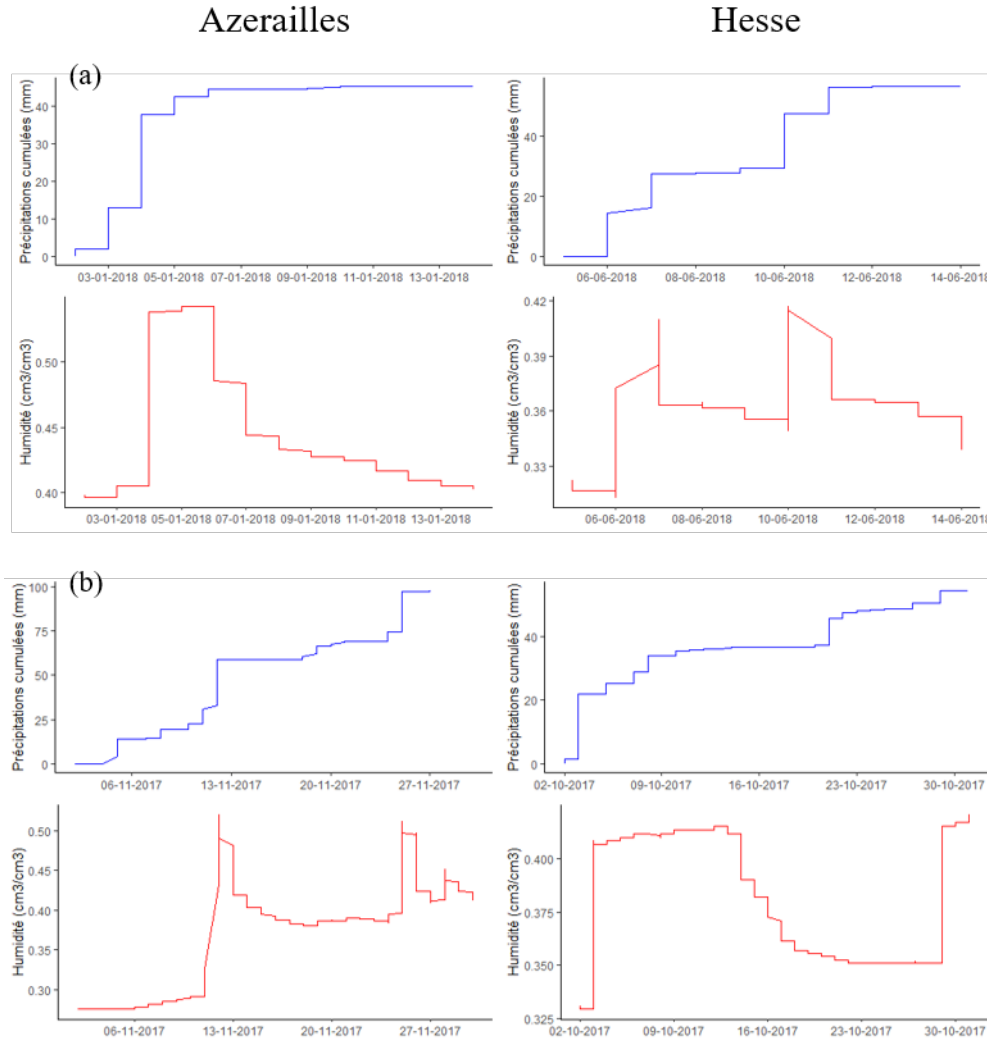


FIGURE 3.20 – Zoom sur les épisodes pluvieux à l’origine d’une variation drastique de la teneur en eau sur AZ et HE à 30 cm (a) et 55 cm (b) de profondeur et à différentes périodes

installation des capteurs ont largement été observés : θ_{max} est la valeur entre la phase de drainage rapide correspondant à la vidange de la lame d’air entourant le capteur et la phase de drainage plus lente correspondant à la dynamique d’assèchement normale du sol.

Un exemple de détermination graphique de θ_{max} est présenté en figure 3.21 puis l’ensemble des valeurs sont données dans le tableau 3.21. Les valeurs de θ_{max} estimé graphiquement sont inférieures aux valeurs de porosité mesurées.

Le potentiel matriciel est mesuré en surface et en profondeur par le capteur MPS6 (Decagon Devices, 2016). Le principe de la mesure s’inspire de la seconde loi de thermodynamique qui dit que deux systèmes en contact mais avec des états énergétiques différents tendent vers un équilibre énergétique. Ainsi l’état énergétique de l’eau (i.e. potentiel matriciel) contenue dans la matrice du capteur va s’équilibrer avec l’état énergétique de l’eau

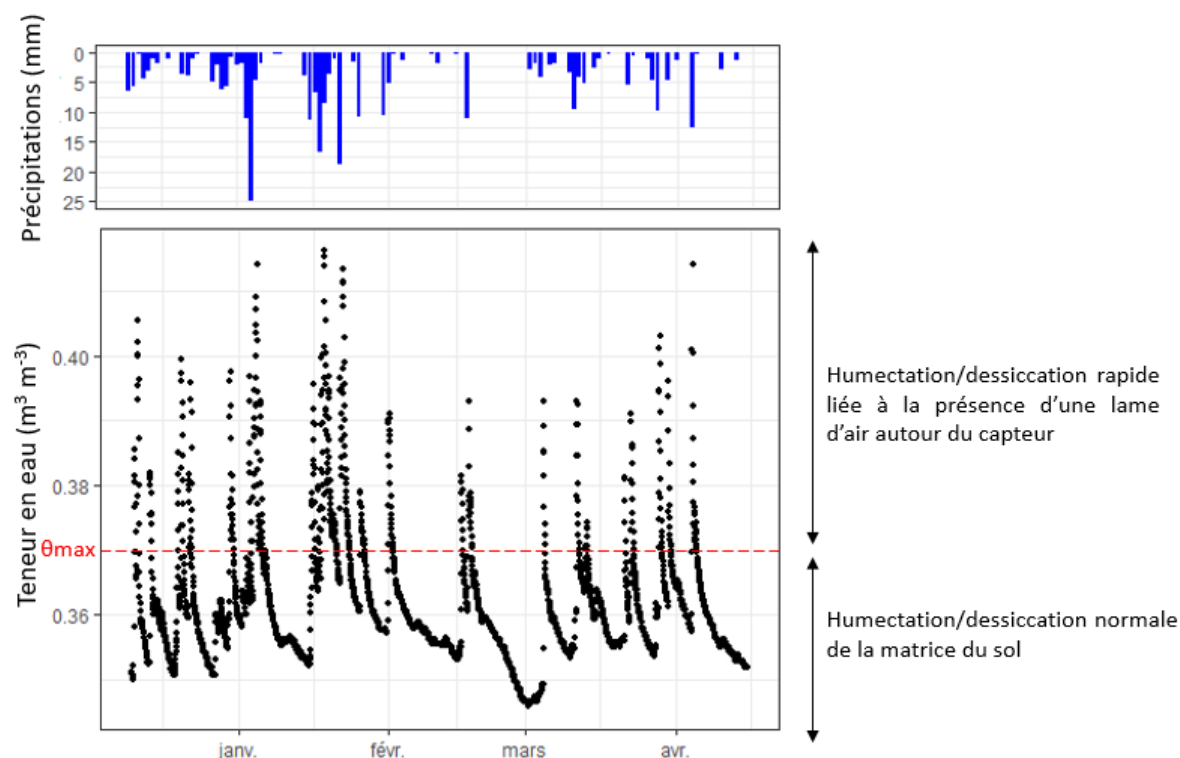


FIGURE 3.21 – Détermination graphique du θ_{max} d'un capteur installé sur le profil tassé de AZ à 15 cm de profondeur

Tableau 3.5 – Teneur en eau maximale ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), équivalent à la saturation, mesurées par les sondes capacitatives.

Sites	Profondeur absolue (cm)	Control	Tassé
Azerailles	6	0.420	0.395
	15	0.370	0.370
	30	0.430	0.430
	55	0.370	0.370
Hesse	5	0.410	0.558
	10	(-)	0.530
	15	0.430	0.480
	20	0.430	0.482
	30	(-)	(-)
	35	0.440	0.482
	55	(-)	0.490
	60	0.430	(-)

contenue dans la matrice du sol lorsqu'ils sont mis en contact. Le capteur est constitué d'une matrice en céramique poreuse fixe (Annexe I) dont la relation potentiel matriciel-permittivité diélectrique est connue. Lorsque les matrices du sol et du capteur sont à l'équilibre (i.e. potentiel matriciel identique), la mesure de la permittivité diélectrique du

disque poreux qui ne dépend plus que de la teneur en eau contenue dans ce capteur permet de déduire la teneur en eau de ce capteur, puis le potentiel matriciel de l'eau contenue dans ce capteur en utilisant une relation $h(\theta)$ établie par le constructeur. L'eau du capteur étant en équilibre énergétique avec l'eau du sol, on considère que le potentiel hydrique du capteur est égal au potentiel hydrique du sol environnant celui-ci.

L'effet du tassement sur les dynamiques hydriques mesurées

L'effet du tassement sur la **dynamique hydrique d'AZ** est présenté en figure 3.22, où est comparé l'indice de saturation entre C (en vert) et T (en rouge) à différentes profondeurs.

De mars 2017 à juillet 2018, le taux de saturation sur T est plus élevé par rapport à C jusqu'à 30 cm de profondeur. En hiver, l'écart entre les deux modalités est faible car l'ensemble du profil est proche de la saturation. En été, l'écart entre les deux modalités s'accroît du fait (i) d'une meilleure infiltration sur la zone non circulée et (ii) de flux d'évapotranspiration plus faible sur les cloisonnements.

A 55 cm de profondeur, les tendances inverses sont observées : le taux de saturation est plus faible sur T car les flux d'eau s'infiltrant plus lentement. Ce comportement est également observé sur le site expérimental pérenne d'AZ en période hivernale (Fig. 3.23). A l'inverse, en période estivale, le sol tassé reste plus humide. Cette différence peut s'expliquer par l'intensité de dégradation de la modalité T, en effet le site pérenne n'a été circulé que 2 fois (1 aller/retour) tandis que le cloisonnement du site installé (MS1) a probablement été davantage circulé. Par conséquent, les propriétés physiques du cloisonnement (MS1) devraient être plus impactées, induisant des flux d'infiltration plus lents en profondeur même lorsque les apports d'eau sont faibles.

L'effet du tassement sur la **dynamique hydrique d'HE** est présenté en figure 3.24, où est comparé l'indice de saturation entre C (en vert) et T (en rouge) à différentes profondeurs. Le niveau 0 du profil T correspond au fond de l'ornière qui se trouve 10 cm en dessous de la surface du profil C. Nous comparons ici les chroniques hydriques aux profondeurs relatives, ce qui signifie que, sur le graphique, la limite inférieure de la couche correspond à la dynamique T tandis que la limite supérieure correspond à la dynamique profil C. En haut de profil de sol, le taux de saturation est étonnamment plus élevé sur C sauf en été 2017 à 5-15 cm où la tendance inverse est observée. Les conséquences du tassement s'observent en dessous de l'horizon organo-minéral, 20 cm sur C et 10 cm sur T, où le taux de saturation sur T est plus élevé. En hiver, le profil de sol est complètement saturé quelle que soit la modalité. Néanmoins sur T, des épisodes de drainage s'initient plus souvent, pouvant s'expliquer par l'hétérogénéité de la hauteur de la nappe plutôt que

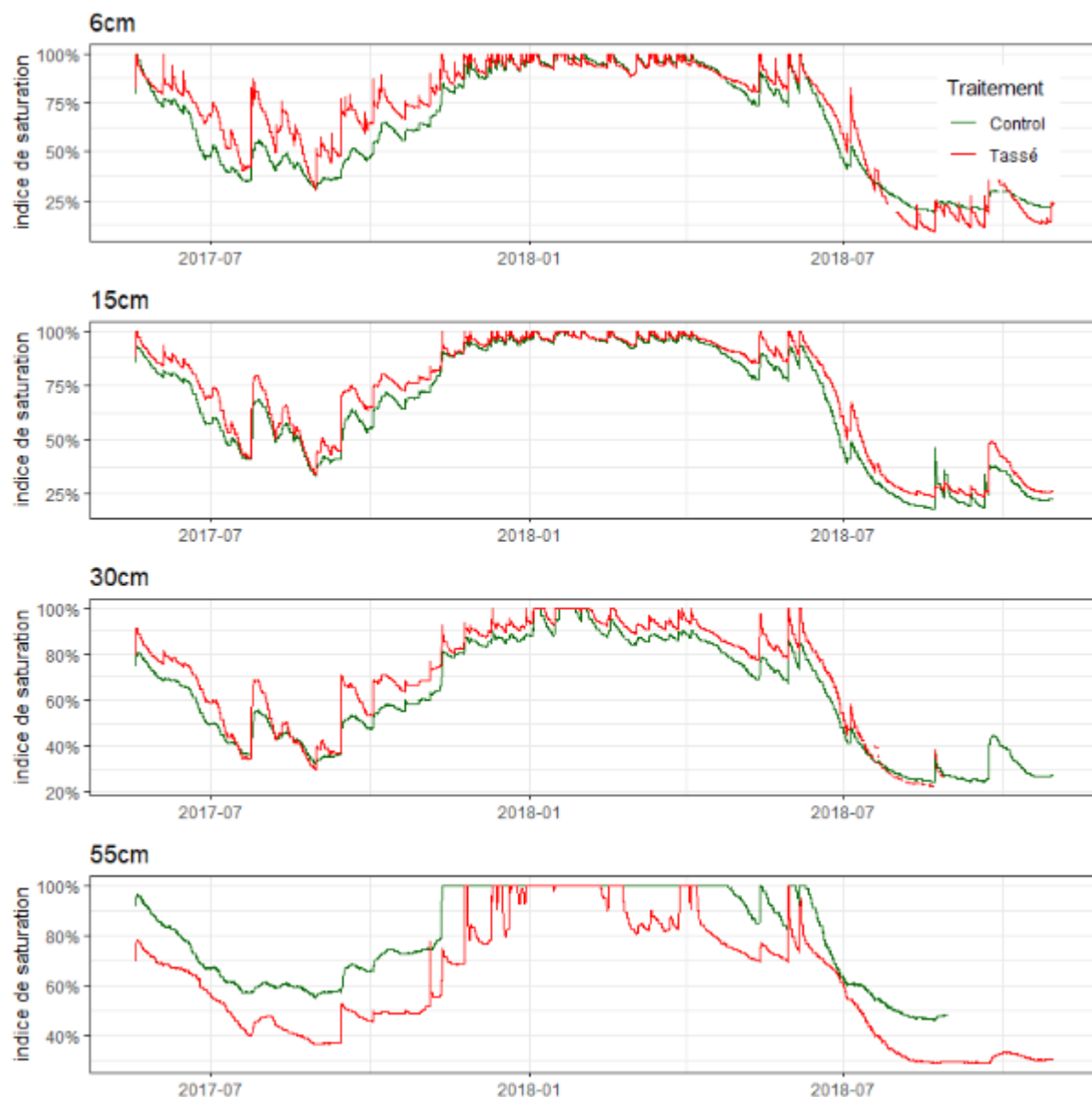


FIGURE 3.22 – Évolution de l'indice de saturation du sol (%) au cours du temps aux différentes profondeurs et comparaison de la dynamique hydrique entre le Control (en vert) et le Tassé (en rouge) sur AZERAILLES.

par un effet du tassement des sols.

Lorsque la pompe évapotranspirative est active, l'écoulement de l'eau à travers l'horizon de surface est aussi rapide sur T que sur C. En effet, les tests d'infiltrations ont mis en évidence des valeurs de K_{sat} quasi identiques entre les deux traitements. Le front d'infiltration est ensuite freiné lorsque qu'il atteint l'horizon intermédiaire plus compacté sur T menant à un flux d'infiltration plus lent et à un taux de saturation plus élevé sur T. Lorsque la pompe évapotranspirative est inactive, la dynamique hydrique est contrôlée par la nappe perchée.

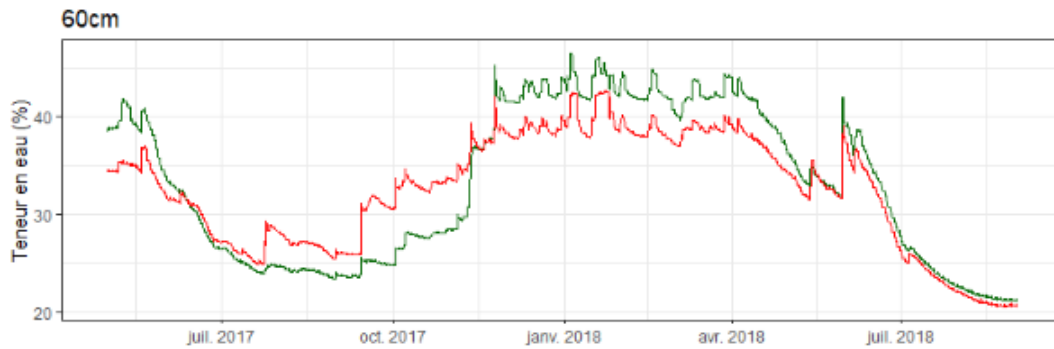


FIGURE 3.23 – Évolution de θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) mesurée sur le site expérimental pérenne d'AZERAILLES à 60 cm et comparaison de la dynamique hydrique entre le Control (en vert) et le Tassé (en rouge).

L'effet du tassement sur le potentiel matriciel mesuré

La comparaison entre C et T du potentiel matriciel mesuré en haut et bas de profil est présentée dans la Figure 3.25. Les valeurs très faibles observées pendant l'été 2018, atteignant des potentiels de -800 m (valeur limite de la méthode de mesure) indique que l'eau disponible dans le sol est très faible voire nulle. En effet, sur la période de juin à septembre, l'année 2018 reçoit 100 mm de précipitation en moins que l'année précédente. Le potentiel matriciel mesuré sur le profil T est toujours supérieur à celui mesuré sur le profil C excepté sur AZ l'été 2018 en surface où le signal est très bruité et où la différence de potentiel n'est pas forcément significative dans ces gammes. Ces observations sont en accord avec les mesures d'humidité des sondes capacitatives. Les amplitudes de variation du potentiel matriciel sont plus faibles sur T (sauf sur AZ en surface, l'été 2018) ce qui s'explique par la dimension des pores. Comme le tassement réduit la macroporosité, les variations d'eau lorsque les pores se remplissent et se vidangent sont moins importantes. En hiver, les écarts mesurés entre les deux modalités sont très faibles : $0 < \Delta h < -0.25\text{m}$.

3.3.2 Sondage TDR itinérant

Des relevés de teneur en eau volumique ont été réalisés en surface à différentes périodes de l'année sur les MS2 dans l'objectif de (i) évaluer la variabilité de θ à l'échelle de la placette, (ii) comparer l'état hydrique en surface des sols non circulés avec les sols des cloisonnements afin de mettre en évidence d'éventuelles différences de fonctionnement hydrologique et (iii) valider la calibration du modèle. Les mesures ont été réparties sur 4 transects contenant 7 points de sondage, espacés de 1m, par modalité et par placette. Les transects situés sur la modalité T sont placés sur le passage des roues, dans le sens de circulation du cloisonnement. Un schéma du dispositif de mesure est présenté en (Annexe I). Les sondages ont été réalisés à différentes périodes de l'année, 1 à 5 jours après un épisode pluvieux afin de comparer la dynamique de ressuyage entre C et T.

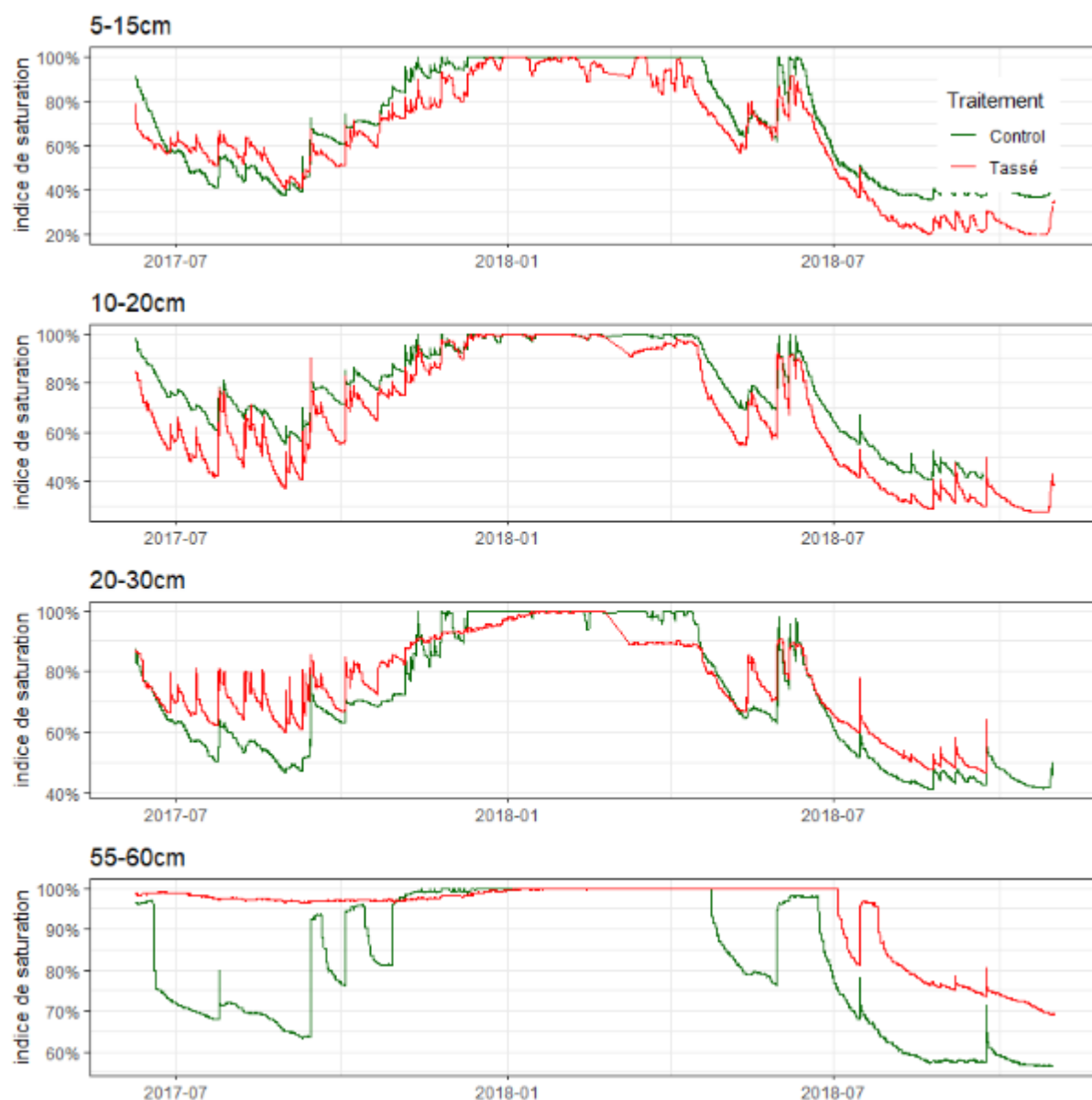


FIGURE 3.24 – Évolution de l'indice de saturation du sol (%) au cours du temps aux différentes profondeurs et comparaison de la dynamique hydrique entre le Control (en vert) et le Tassé (en rouge) sur Hesse. Il s'agit ici des profondeurs relatives, les chroniques hydriques sous le cloisonnement sont décalées de 10 cm, correspondant à la profondeur de l'ornière, pour être comparées aux chroniques du sol non perturbé.

Dans un premier temps, la variabilité intra-transect puis inter-transect a été analysée pour chaque date de prélèvement. Dans un second temps, la dynamique de ressuyage a été examinée.

La Figure 3.26 montre la distribution des mesures par transect SCE_A (i.e. variabilité intra-transect) et la distribution des moyennes de chaque transect (i.e. variabilité inter-transect) et pour chaque placette lors de deux campagnes de terrain. La dispersion des

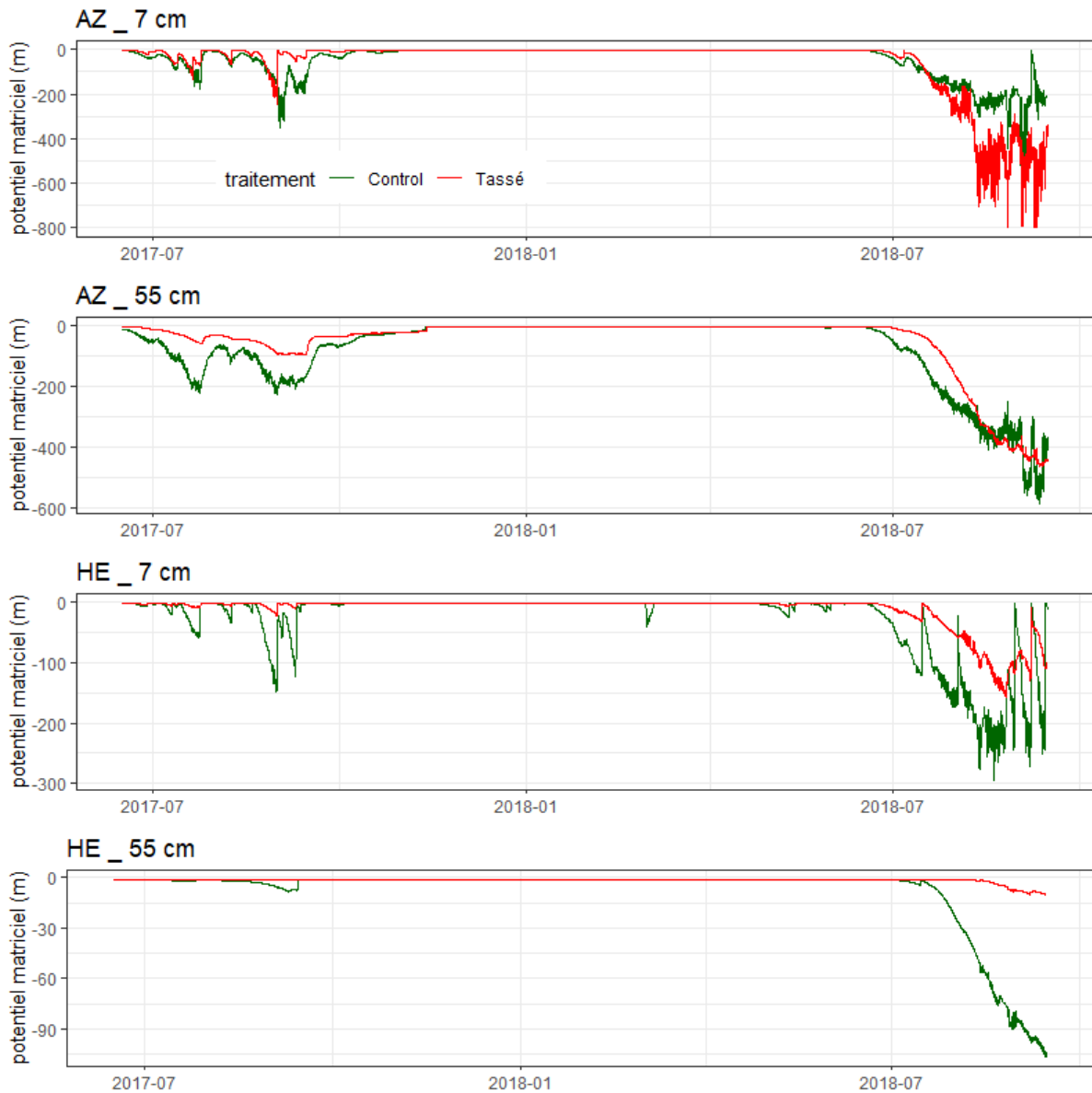


FIGURE 3.25 – Comparaison entre C et T du potentiel matriciel (m) mesuré en surface et en profondeur sur AZ et HE.

valeurs d'humidité au sein d'un transect ne semble pas homogène selon les sites, la modalité et l'état hydrique général du sol. Pour des gammes d'humidité élevées (cas du 2018-05-15), θ au sein du transect varie à ± 0.05 ou $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ autour de la valeur moyenne. A l'inverse, pour des gammes d'humidité inférieures à 30% (cas du 2018-11-29), θ peut varier jusqu'à $\pm 0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (15%) autour de la moyenne. La distribution de la teneur en eau est plus homogène lorsque le sol se rapproche de la saturation.

La dispersion intra-transect SCE_A correspond à la somme des carrés des écarts à la moyenne d'un transect (Eq. 3.39) tandis que la dispersion inter-transect (ou résiduelle) SCE_R correspond à la somme des carrés des écarts de la moyenne d'un transect à la moyenne générale par site (Eq. 3.40).

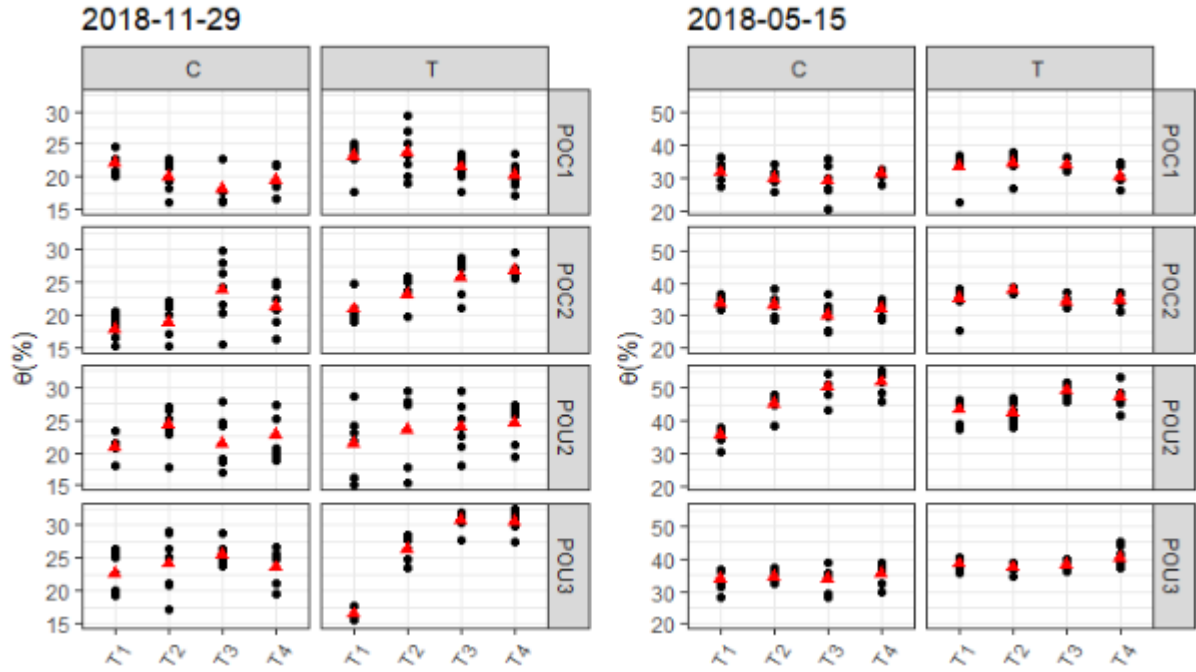


FIGURE 3.26 – Exemple de la variabilité des teneurs en eau mesurées par sondage TDR itinérant intra et inter transects à 2 dates. Les points noirs correspondent aux 7 mesures de θ par transect et les triangles rouges à la moyenne du transect.

$$SCE_A = \sum (x_{ij} - \bar{x}_j)^2 \quad (3.39)$$

$$SCE_R = \sum n_j (\bar{x}_j - \bar{x})^2 \quad (3.40)$$

avec x_{ij} la i ème observation du groupe j et n_j la taille du groupe j .

La dispersion inter et intra-transect pour chaque placette et modalité est présentée dans le tableau 3.6. L'écart type de la moyenne d'un transect est plus important que l'écart type des moyennes de chaque transect ou de l'écart type de la moyenne générale par placette. Nous travaillerons donc par la suite en moyenne par parcelle.

La figure 3.27 compare les humidités moyennes mesurées lors de chaque campagne de terrain entre les modalités C (en vert) et T (en rouge) sur chacune des placettes. La somme des pluies précipitées les 2 jours précédents la campagne de terrain est donnée pour les deux sites POC et POU. Ces dernières ont été mesurées par un pluviomètre à auget et à enregistrement automatique installé dans une clairière à proximité des placettes d'étude. Quelle que soit la position dans la fenêtre de ressuyage de la surface des sols, le cloisonnement est toujours plus humide que la zone non circulée excepté le 15-05-2018 sur POU2 où les moyennes de θ sont quasi identiques et proches de la saturation. Le

Tableau 3.6 – Comparaison des écarts types inter et intra transect et comparaison par site et traitement (C et T) sur l'ensemble des campagnes de mesure. ddl : degré de liberté, écart type = $\sqrt{\text{somme des écarts}/\text{ddl}}$.

			Control			Tassé	
		ddl	somme des écarts	écart type	ddl	somme des écarts	écart type
POC1	intra	3	308,8	10,15	3	943,3	17,73
	inter	406	6047,3	3,86	412	6759,8	4,05
POC2	intra	3	372,9	11,15	3	168,3	7,49
	inter	411	6745,2	4,05	412	6735,8	4,04
POU2	intra	3	2277,3	27,55	3	329,6	10,48
	inter	414	16125,7	6,24	412	13275,2	5,68
POU3	intra	3	193,1	8,02	3	147,2	7
	inter	403	6997,7	4,17	413	6093,7	3,84

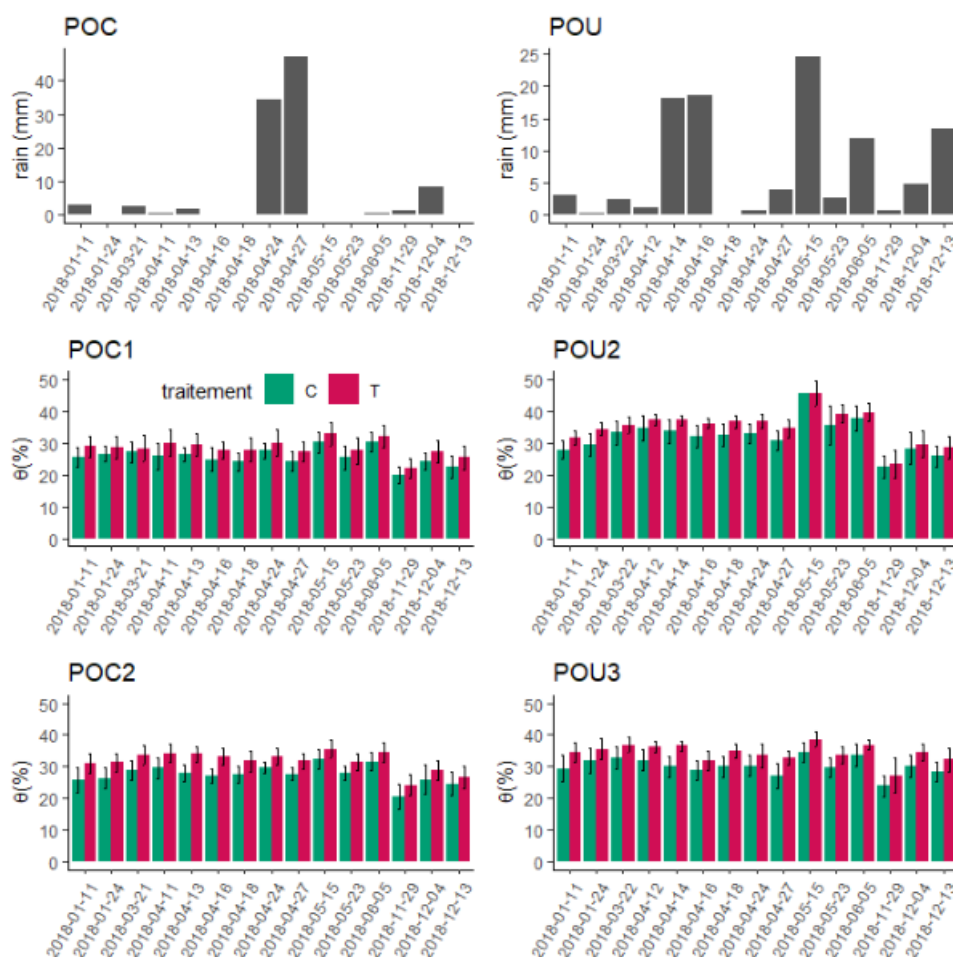


FIGURE 3.27 – Comparaison des teneurs en eau moyennes mesurées sur C et T par sondage TDR itinérant à différentes périodes de l'année sur les 20 premiers centimètres.

cloisonnement possède en moyenne, une humidité supérieure de $2.7 \pm 0.8\%$ pour POC1, $4.1 \pm 1.2\%$ pour POC2, $2.9 \pm 1.4\%$ pour POU2 et $4.2 \pm 0.9\%$ pour POU3. L'écart de θ entre les deux modalités est stable au court de la fenêtre d'assèchement, elle correspond à $3.57 \pm 1.3\%$ juste après une pluie et à $3.24 \pm 1.3\%$ après au moins 2 jours sans de pluie. La différence observée entre les modalités est significative sur chacun des sites (pvalue < 0.01) mais n'évolue pas selon l'état hydrique du sol (pvalue = 0.066). Quelque soit la position de la mesure dans la dynamique d'assèchement du sol, l'écart mesuré entre les modalités est identique impliquant des évolutions de θ parallèles. La phase de dessiccation des 20 premiers centimètres du sol du cloisonnement s'initie en même temps que sur un sol non circulé. Ces mesures ne prennent cependant pas en compte les cas où de l'eau stagne dans les ornières et pourrait retarder le début de la phase de dessiccation.

3.4 Conclusion partielle

L'observatoire des cloisonnements mis en place dans la cadre de cette étude regroupe 14 placettes réparties sur 7 sites à travers le quart Nord-Est de la France. Ils ont été sélectionnés selon plusieurs critères définissant le caractère vulnérable des sols à la dégradation par la circulation d'engins. Les données collectées lors de la caractérisation des placettes ont permis d'établir une base de données conséquente sur les propriétés physiques et hydriques des sols forestiers tassés.

La base de données, dont la synthèse est présentée dans le tableau 3.7, servira par la suite pour :

- (i) Etablir une règle de passage capable de prédire les paramètres hydrodynamiques des cloisonnements à partir des caractéristiques des sols non circulés,
- (ii) Calibrer et valider le modèle à base physique au contexte forestier afin de pouvoir prédire la dynamique de ressuyage des cloisonnements.

Le suivi hydrique à différentes échelles et fréquences permet de mieux appréhender l'effet du tassement sur la dynamique de ressuyage des cloisonnements dans le développement d'un outil prédictif. Nous avons mis en évidence les comportements suivants :

- (i) Les périodes d'humectation/dessiccation mesurées sur le cloisonnement sont en phase avec celles mesurées sur la zone non ciruclée. Cependant le taux de saturation des cloisonnements est plus élevé, s'expliquant par un volume de macroporosité réduit par compaction en faveur de la microporosité (Bottinelli et al., 2014). Les modifications du système poral du cloisonnement lui confère une meilleure capacité à retenir l'eau.

- (ii) Plus l'intensité de dégradation du cloisonnement est importante plus l'écart d'humidité entre les couples C/T s'accroît et la présence d'ornière décale en profondeur l'effet du tassement sur le comportement hydrique. Sur AZ, défini comme étant légèrement impacté sans ornière, une différence de l'indice de saturation de 7.8% à 6 cm et 0.6% à 30 cm est mesurée en moyenne en période estivale 2017, contre 6% à 6 cm et 12% à 30 cm sur HE, défini comme étant sévèrement impacté avec ornière. Sur POC et POU, les mêmes tendances sont observées sur les écarts d'humidité.

Tableau 3.7 – Synthèse des caractéristiques des sites composant l’observatoire des cloisonnements

Sites	Nb	Placettes	Dispositif expérimental	Objectifs
IS	1	Azerailles	Teneur en eau en fonction du temps et de la profondeur : $\theta(z,t)$	Paramétrage et calibration du modèle
	1	Hesse	Données climatiques standards Tour à flux (pour Hesse)	
MS1	1	AZ	Teneur en eau en fonction du temps et de la profondeur : $\theta(z,t)$	Paramétrage et calibration du modèle - Compréhension du comportement hydrique d’un cloisonnement
	1	HE	Potentiel matriciel aux conditions aux limites et température du sol Tests d’infiltrations	
			Fosses pédologiques	Prédiction des propriétés hydrodynamiques des cloisonnements
MS2	2	POC	Teneur en eau mesurée ponctuellement et manuellement par sondage TDR itinérant	Dynamique de ressuyage après précipitation, validation du modèle
	2	POU	Tests d’infiltrations	
			Fosses pédologiques Profils racinaires	
MS3	2	VER	Teneur en eau : 6 mesures ponctuelles lors de différents états hydriques du sol	Prédiction des propriétés hydrodynamiques des cloisonnements Mise en opération du modèle avec des données parcimonieuses
	1	SAU	Tests d’infiltrations	
	1	ABB	Sondages à la tarière	
Bonus	4	FTG, FTG148, BTG, SRG	Tests d’infiltrations en surface seulement	Prédiction des propriétés hydrodynamiques des cloisonnements

Chapitre 4

Règle de détermination des propriétés hydriques des cloisonnements

4.1 Objectifs

L'objectif de ce chapitre est de caractériser l'effet du tassement sur les propriétés hydrodynamiques et de tester différentes stratégies permettant de déterminer les paramètres hydrodynamiques des cloisonnements (T) selon les informations disponibles des zones non circulées (C). En effet, les paramètres des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ sont indispensables dans la modélisation de l'écoulement hydrique dans les sols par un modèle mécaniste, cependant ce sont des paramètres difficiles à mesurer sur le terrain. L'enjeu final est d'être capable d'estimer les paramètres hydrodynamiques des cloisonnements à partir de relations empiriques adaptées à une utilisation « opérationnelle » du modèle par des gestionnaires forestiers.

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique précédé d'une partie synthétisant la démarche adoptée, les principaux résultats et apportant des compléments sur certains aspects de l'analyse des propriétés hydrodynamiques.

4.2 Démarches et principaux résultats

Les relations empiriques ont été établies à partir de la base de données acquise grâce à l'observatoire des cloisonnements (cf. paragraphe 3.2.2). Elle comprend :

- les paramètres hydrodynamiques, déduits des 5 tests d'infiltration réalisés sur chacune des placettes à deux profondeurs différentes,
- les analyses granulométriques et chimiques moyennes de la placette,
- les indicateurs visuels de dégradation des cloisonnements.

Sur les 245 tests d'infiltration réalisés, 11% d'entre eux ont échoué à cause de temps d'infiltration trop lents caractérisés par deux cas de figure : (i) le temps d'infiltration du premier volume d'eau ajouté excède 40 min (i.e. correspondant à 60% des tests échoués) et (ii) les temps d'infiltration cumulés, avant l'atteinte du régime permanent excèdent trois heures, (i.e. correspondant à 40% des tests échoués). La totalité des tests échoués sont des mesures réalisées sur le cloisonnement. Ils sont également répartis entre les deux couches (0-10 et 15-25 cm). Ces tests n'ont pas permis d'estimer les paramètres des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$. Même s'ils suggèrent des conductivités hydrauliques très faibles, ils n'ont pas été inclus dans l'analyse. L'effet du tassement sur les propriétés hydrodynamiques est alors sous-estimé. Pour pallier ce biais, des valeurs arbitraires auraient pu être fixées mais leur contraste avec les données mesurées aurait fortement influencé les résultats des analyses statistiques.

Après avoir filtré les simulations BEST de mauvaises qualités, l'effet tassement a été testé sur chacun des paramètres des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ à l'aide d'un modèle linéaire à effet mixte. Les différences entre les modalités C et T ne sont significatives que pour K_{sat} et θ_{sat} , les paramètres de forme étant déduits de la courbe granulométrique qui ne varie pas ou très peu entre le cloisonnement et la bande boisée. Le paramètre d'échelle h_g de la courbe $h(\theta)$ ne varie pas significativement entre C et T alors qu'il représente le point d'entrée d'air pouvant être réduit par le tassement. La méthode BEST ne semble pas être en capacité de quantifier l'effet du tassement sur la valeur du paramètre h_g . La prédiction du comportement hydrique des cloisonnements ne dépend que de K_{sat} et θ_{sat} et les lois de passage mises en évidence concernent seulement ces paramètres.

Après avoir estimé l'effet du tassement moyen sur l'ensemble du jeu de données nous avons tenté d'établir une loi de passage prenant en compte l'état des cloisonnements. Pour cela nous avons testé plusieurs stratégies et différentes méthodes statistiques

- distinction des sites de l'observatoire en différents groupes d'intensité de dégradation des cloisonnements. L'objectif ici est d'expliquer l'écart ΔK_{sat} et $\Delta \theta_{\text{sat}}$ entre les paramètres hydrodynamiques obtenus sur les traitements C et T par les propriétés physico-chimiques des sites et par les indicateurs visuels de dégradation des cloisonnements. Pour cela nous avons utilisé la méthode statistique Random Forest qui permet de classer les variables explicatives par ordre d'influence et de tenter d'expliquer ΔK_{sat} et $\Delta \theta_{\text{sat}}$ à partir des variables les plus importantes et à l'aide d'un modèle de régression linéaire simple. Cette stratégie mène à de mauvaises prédictions du fait d'un jeu de données trop faible. En effet le fait de travailler sur la différence mesurée entre les traitements C et T réduit le nombre d'individus, un individu correspondant donc à une placette de l'observatoire.
- distinction des sites de l'observatoire en plusieurs groupes de comportement hydrique

différent. L'objectif ici est de classer les sites selon les paramètres hydrodynamiques puis d'établir des lois de passage associées à chacun des groupes à partir des caractéristiques des sites. La première étape consiste à identifier les groupes, pour cela nous avons utilisé l'Analyse en Composantes Principales (ACP) et la Classification Hiérarchique (CH). L'ACP permet de réduire le nombre de variables explicatives initiales en combinaisons linéaires afin de le simplifier et la CH permet de classer les individus caractérisés par plusieurs variables au sein du jeu de données en plusieurs groupes. Une fois les groupes déterminés, l'enjeu est de pouvoir les expliquer. Les régressions linéaires simples ne permettent pas de prédire des variables qualitatives. Une possibilité est d'utiliser la régression logistique multinomiale mais cette méthode n'est pas retenue du fait de sa complexité et de l'utilisation d'un jeu de données déséquilibré. Nous avons donc tenté d'expliquer les groupes avec un arbre décisionnel construit manuellement à l'aide de graphiques. Comme la prédiction des groupes avec l'arbre décisionnel est trop faible, c'est-à-dire que le risque de se tromper dans la classification est trop important, nous n'avons pas appliqué cette stratégie.

Finalement la prédiction des paramètres hydrodynamiques des cloisonnements est meilleure avec les fonctions établies par des modèles de régression simple ou à effet mixte.

Tout d'abord, nous avons quantifié l'effet site en le fixant comme variable aléatoire dans un modèle à effet mixte. L'effet site regroupe l'hétérogénéité spatiale naturelle des sols forestiers combinée à l'hétérogénéité induite par la circulation des engins forestiers. L'effet site explique 40 à 47% de la variabilité de la variabilité totale du modèle statistique. Nous avons alors testé trois stratégies différentes pour appréhender l'effet site dans l'estimation des paramètres hydrodynamiques des cloisonnements avec, comme variables explicatives, des données simples et facilement accessibles. Ensuite, nous avons cherché à prédire θ_{sat} et $\log(K_{\text{sat}})$ selon différentes stratégies utilisant comme variables explicatives, des données simples plus ou moins facilement accessibles et permettant de prendre en compte indirectement l'effet site :

- (i) Pour la stratégie n° 1, nous considérons qu'aucune information n'est disponible. Nous ne prenons pas en compte l'effet site comme variable explicative puisque dans la réalité elle n'est jamais connue. C'est la stratégie la plus économe en données d'entrées. Dans ce cas, nous définissons un comportement hydrique moyen du cloisonnement quelque soit les propriétés physico-chimiques du sol et l'intensité de dégradation.
- (ii) Pour la stratégie n° 2, nous supposons que les propriétés hydrodynamiques de la zone non circulée ne sont pas connues mais que certaines données facilement accessibles ou mesurable sur le terrain par le praticien forestier sont disponible. Une loi de pédotransfert est alors établie afin de prédire le comportement hydrique du

cloisonnement selon son intensité de dégradation fournie par des indicateurs visuels. Ces derniers quantifient en partie l'effet site.

- (iii) Pour la stratégie n ° 3, nous supposons que les propriétés hydrodynamiques de la zone circulée sont connues. Une loi de passage est alors établie afin de prédire le comportement hydrique des cloisonnements à partir du comportement hydrique de la zone témoin. Dans ce cas, l'effet site est indirectement intégré dans par les paramètres hydrodynamiques de la zone non circulée. Cette stratégie valorise la connaissance éventuelle que le gestionnaire possède concernant les propriétés hydrodynamiques des parcelles forestières non compactées. Cette une stratégie suppose que des mesures ont été réalisées sur les parcelles forestières non compactées, la réalisation de ces mesures étant coûteuses en temps et complexe.

La démarche détaillée et l'ensemble des résultats sont présentés, sous forme d'article, dans la partie suivante.

Le modèle utilisé dans la stratégie n ° 1 (i.e. modèle sans effet site) ne permet pas de prédire correctement θ_{sat} et $\log(K_{\text{sat}})$ du cloisonnement. Les coefficients de corrélations sont respectivement de 0.26 et 0.31. Dans la stratégie n ° 1, l'utilisation des indicateurs visuels comme proxys de l'effet site semble améliorer la qualité de prédiction puisqu'ils tiennent compte de la texture et structure du sol. Les coefficients de corrélation calculés pour θ_{sat} et $\log(K_{\text{sat}})$ sont respectivement de 0.54 et 0.52 lorsque la granulométrie est considérée et de 0.43 et 0.53 lorsque la classe texturale est considérée. Finalement les meilleurs résultats en terme de qualité de prédiction des paramètres hydrodynamiques du cloisonnement sont ceux obtenus dans la stratégie n ° 3. L'application d'une correction sur les valeurs de θ_{sat} et $\log(K_{\text{sat}})$ mesurées dans la zone non circulée intègre mieux l'effet site ($r^2 = 0.62$ pour θ_{sat} et $\log(K_{\text{sat}})$) que l'utilisation d'indicateurs visuels.

4.3 Characterization and prediction of hydraulic properties of compacted forest soils

4.3.1 Introduction

Soil compaction induced by human activity is recognized as one of the major threat of soil quality. Forest soil compaction has increased with heavy logging machinery like harvesters, skidders and forwarders (Greacen et Sands, 1980). The consequences of soil compaction are now well known, as changes in soil structure with the increase of the dry bulk density (Kozłowski, 1999; McNabb et al., 2001; Ampoorter et al., 2007) and the reduction of total pore volume, especially macroporosity (McNabb et al., 2001; Frey et al., 2009). The loss of large pore considerably affects water retention, soil aeration (Ballard, 2000; Frey et al., 2009) and infiltration capacity (Kozłowski, 1999). Reduction of soil water content at saturation and hydraulic conductivity (Kozłowski, 1999; Williamson et Neilsen, 2000; Schack-Kirchner et al., 2007) are observed and affect soil hydric behaviour. Studies focused on long term impact of heavy traffic on forest showed that the soil recovery is slow and can require decades (Goutal et al., 2011; Bottinelli et al., 2014). Higher traffic intensity and/or wetter soil at the time of traffic may increase soil structure degradation and decrease soil recovery dynamic (Rab, 2004).

As soil compaction has a huge and long lasting impact on forest soil properties, preventing the occurrence of soil compaction is of paramount importance for forest managers. Forest managers can act at two levels. The first is to reduce the area that can be used by forestry engines by implementing permanent corridor network hereafter named skid trails. Forest machineries must drive on these skid trails leaving the remainder of the plot free from heavy machineries circulation and thus minimizing soil compaction. The second is to operate when soil bearing capacity can support heavy forest machineries and limit soil compaction to maintain long-term trafficability of the skid trails. As the bearing capacity of compacted trails due to the intense traffic is strongly influenced by their soil moisture (McNabb et al., 2001), studying soil hydric dynamic of skid trails will help forest managers to predict driving access conditions. Occurrence of unfavorable soil water conditions under skid trails can be increased by water accumulation in the ruts and slower soil drying due to compaction. Compaction and rutting effects on soil hydric dynamic of skid trails are difficult to take into account and depend on soil type and soil degradation intensity. So far, there are only few characterization support-tools of soil degradation mostly documented by qualitative visual indicators as rut depth classification (Scott, 2008; Frey et al., 2009).

Mechanistic soil water flow models, as those based on the Richards equation (e.g. Lafolie

(1991); Šimůnek et al. (1998)) can predict soil water content dynamic and are able to take into account changes in soil hydraulic properties generated by compaction while bucket models (e.g. Dufrêne et al. (2005); Granier et al. (2000)) are not able to integrate changes in water flows. Mechanists models require the determination of the soil hydraulic properties. Yet, soil hydraulic properties and water dynamic are rarely characterized in forest and especially under skid trails. In general, determining soil hydraulic properties in operational context is an issue. As the matter of facts measurements are time consuming and heterogeneities requires large sampling plan. Alternatives are either using simplified and fast methods as the Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) method developed by Lassabatère et al. (2006); Angulo-Jaramillo et al. (2019) or pedotransfer functions (Wösten et al., 1999; Schaap et al., 2001; Toth et al., 2015). These latters are developed for undisturbed soils and are may not be suitable to estimate soil hydraulic properties of compacted soil.

The overall objectives of this study is to provide reference on soil hydraulic properties of compacted soils under skid trail and provide estimation tools to estimate such properties. First, we determine the hydraulic properties of compacted soil under skid trails and compare them to unaltered soil. Then, we test the relevance of visual indicator classification of skid trails as proxys to assess levels of soil degradation and estimate soil hydraulic properties. Finally, we develop specific pedotransfer function to predict the hydraulic properties of compacted soils. In this study the BEST method was used to characterize soil hydraulic properties as this method was used successfully to compare soil management treatments (Angulo-Jaramillo et al., 2016, 2019).

4.3.2 Materials and method

Study Sites

Fourteen plots located in 10 forests of the North-East of France were studied. This region is often concerned by soil trafficability issues because of rainfall occurrence during forest exploitation periods and poor draining soil conditions. As example, climate in Nancy (GPS : 48.41, 6.11; alt : 271m) is characterised by a mean annual precipitation of 720 mm and a mean annual temperature of 10.5 Celsius degrees. Each selected site satisfies the following criteria : plain deciduous stand, soils composed of fine texture sensitive to compaction and the presence of a skid trail circulated by at least one passage. Time since the last heavy traffic was not known, and selection of experimental sites was based on time remaining until next heavy traffic (1 to 2 years). A grade of skid trail degradation was attributed for each site : it ranges between low, moderate and severe (see next subsection). Site characteristics are presented in table 4.1. The experiments were carried out on both

undisturbed soil hereafter named Control (C) treatment, and circulated trails hereafter names Trafficked (T) treatment.

Characterization of skid trail degradation

The intensity of the skid trails degradation corresponds to the physical and hydrological properties degradation related to the soil compaction and rutting. It was obtained from qualitative visual indicators and quantitative physical parameters measurements. We adapted the soil disturbance classification developed by Scott (2008). This operational classification is based on several measurements easily accessible with an auger and a spade (Fig 4.1) :

- the soil structure at 0-10 and 10-20 cm on the compacted plot ;
- the apparition depth of redox and discolouration spots on the compacted plot indicates poor aeration conditions and water clogging. The difference between the depth of redox and discolouration spots measured on C and T plots is calculated : the larger the differences, the larger the soil degradation,
- the rut depth measured on the T plot indicates soil compaction and/or soil creep.

A grade of disturbance between 0 and 2 was calculated from the difference between C and T indicators for the first two indicators. A skid trails is considered as lowly disturbed if the sum of the grades is between 0 and 3, as moderately between a and 6 and as severely disturbed between 7 and 10.

Rut depth	rut < 5 cm 0	5 < rut < 10 cm 1	rut > 10 cm 2
Soil structure at 0-10 cm	same 0	lamellar or massive 1	lamellar and massive 2
Soil structure at 10-20 cm	same 0	lamellar or massive 1	lamellar and massive 2
Redox apparition depth	$\Delta z < 10$ cm 0	$10 < \Delta z < 30$ cm 1	$\Delta z > 30$ cm 2
Decolouration apparition depth	$\Delta z < 10$ cm 0	$10 < \Delta z < 30$ cm 1	$\Delta z > 30$ cm 2
Final grade:			

FIGURE 4.1 – Field soil disturbance classification grid

Tableau 4.1 – Name, location, stand composition of the studied plots and intensity of degradation of the skid trail. FD : Forêt Domaniale (state-owned forest).

Plot name	Forest	Municipality	GPS coord.	Alt (m)	Stand	Age (yr)	Degradation classes
ABB	FD des Ab-bayes	Verneuil (18210)	46.49, 2.34	170	Oak	70	moderate
AZ	FD des Hauts-Bois	Azerailles (54122)	48.51, 6.69	326	Beech	90	low
BTG	FD de Féné-trange	Bethelming (57930)	48.82, 6.98	256	Oak, beech	35	moderate
FTG	FD de Féné-trange	Belles-Forêts (57930)	48.82, 6.91	240	Oak, horn-beam, ash	50	severe
FTG148	FD de Féné-trange	Saint Jean de Bassel (57930)	48.80, 6.96	246	Oak, horn-beam	55	low
H	FD de Hesse	Hesse (87400)	48.67, 7.06	306	Beech, horn-beam	60	severe
POC1	FD de Po-chon	Losne (21170)	47.08, 5.32	186	Oak	70	low
POC2	FD de Po-chon	Losne (21170)	47.08, 5.32	186	Oak	70	moderate
POU1	FD de Pour-lans	Pourlans (71270)	46.98, 5.24	194	Oak, beech	80-100	moderate
POU2	FD de Pour-lans	Pourlans (71270)	46.98, 5.24	194	Oak, beech	80-100	severe
SAU	Private Forest	Sauvigney les Gray	47.47, 5.73	244	Oak, birch	25	moderate
SRG	FD de Sarre-bourg	Langatte (57400)	48.77, 6.95	268	Spruce, oak, aspen	40	moderate
VER11	FD de Verrière du Gros-bois	Verrière du Grosbois (25580)	47.20, 6.28	578	Beech, oak	50-60 and 150	low
VER6	FD de Verrière du Gros-bois	Verrière du Grosbois (25580)	47.20, 6.28	592	Beech	50-60	severe

Soil water properties characterization

The unsaturated hydraulic properties of soils involve the two following functions : the unsaturated hydraulic conductivity curve $K(\theta)$ or $K(h)$ (m s^{-1}) representing the soil capacity to conduct water as a function of the soil volumetric water content (VWC), θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), or the soil matrix potential h (m), and the water retention curve $h(\theta)$ representing the soil capacity to hold water at a given potential. These soil water properties were estimated with the BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameter) method developed by Lassabatère et al. (2006) and using also two alternative algorithms proposed for coarse soils (Yilmaz et al., 2010) or soils leading to water infiltration with disturbed transient state (Bagarello et al., 2014). Its experimental device is easier to implement and less time-consuming than laboratory measurements. Thus more replicates can be performed and this method can be applied in an operational context (Angulo-Jaramillo et al., 2019). It uses Beerkan infiltration measurement that consists in recording the infiltration time of a succession of fixed volumes of water poured into a simple annular ring. Then a cumulative infiltrative curve is obtained and treated with one of the BEST algorithms (Lassabatère et al., 2006; Yilmaz et al., 2010; Bagarello et al., 2014). Before the experiment, a soil core sample is extracted to determine the bulk density (ρ_d) and the initial water content θ_{sat} . Another sample is collected for the particle size distribution analysis, along with pH and organic matter content (Tab 4.2). At least 5 Beerkan experiments were performed per sites at 2 depths (0-10 cm and 15-25 cm) for each treatments C and T.

BEST makes use of the following formulations for the water retention and hydraulic conductivity functions. The water retention function is described by the van Genuchten (Van Genuchten, 1980) relationship with the Burdine (Burdine et al., 1953) condition (Eq 4.1) and the hydraulic conductivity function is defined by the Brooks and Corey (Brooks et Corey, 1964) relationship (Eq 4.2).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} = \left(1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right)^{-m} \text{ with } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (4.1)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_{\text{sat}}} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r}\right)^\eta \text{ with } \eta = \frac{2}{n \cdot m} + 2 + p \quad (4.2)$$

where θ_{sat} and θ_r are respectively the soil VWC at saturation and the residual VWC, h_g is a scale parameter (m), K_{sat} is the hydraulic conductivity at saturation (m s^{-1}), p is a tortuosity parameter and n , m and η are shape parameters. BEST algorithm uses pedotransfer functions (PTF) to estimate the shape parameters from the particle size distribution. θ_{sat} is deduced from the bulk density ρ_b measurement and the solid density ($\rho_s = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$) : $\theta_{\text{sat}} = 1 - \rho_b / \rho_s$ and θ_r is assumed to be null (Lassabatère et al., 2006). The scale parameters K_{sat} and h_g are estimated from the cumulative infiltration curve $I(t)$ by fitting the observations to the analytical models developed by Haverkamp

Tableau 4.2 – Clay, silt contents and USDA¹ (US Department of Agriculture classification system and European classification) (Hartshorne et Dicken, 1935) and HYPRES² (Wösten et al., 1999) textural classifications, organic carbon, pH of the sites. Cl : clay, SiLo : silt loam, SiClLo : silty clay loam, VF : Very Fine, F : Fine, MF : Medium Fine, M : Medium.

Site name	Depth cm	clay %	Silt %	Corg kg kg ⁻¹	pH -	USDA texture	HYPRES texture
ABB	0-10	42.0	40.6	58.9	5.35	Cl	F
	15-25	53.2	32.9	22.75	5.3	Cl	F to VF
AZ	0-10	14.5	66.5	42.01	4.18	SiLo	M
	15-25	15.4	65.8	8.85	4.19	SiLo	M
BTG	0-10	18.4	69.8	-	-	SiLo	MF
FTG	0-10	26.7	59.6	-	-	SiLo	M to MF
FTG148	0-10	16.6	63.3	-	-	SiLo	M
H	0-10	23.2	61.9	60.27	6.05	SiLo	M
	15-25	24.5	61.2	17.63	6.875	SiLo	M
POC1	0-10	14.4	76.7	39.34	4.355	SiLo	MF
	15-25	14.7	76.6	15.74	4.44	SiLo	MF
POC2	0-10	12.9	67.5	10.85	4.5	SiLo	M
	15-25	16.6	64.4	4.45	4.7	SiLo	M
POU2	0-10	17.4	70.3	144.26	3.8	SiLo	MF
	15-25	15.2	72.5	24.29	4.1	SiLo	MF
POU3	0-10	17.7	55.2	24.35	4.605	SiLo	M
	15-25	20.2	53.5	13.16	4.52	SiLo	M
SAU	0-25	12.8	52.5	-	-	SiLo	M
SRG	0-10	37.7	54.0	-	-	SiClLo	F
VER11	0-10	22.4	62.7	16.9	4.8	SiLo	M
	15-25	26.4	61.2	32.55	4.52	SiLo	MF
VER6	0-10	27.8	64.4	-	4.55	SiLo	MF
	15-25	27.4	66.9	5.9	4.7	SiLo	MF

et al. (1994) using three different algorithms (Lassabatère et al., 2006; Yilmaz et al., 2010; Bagarello et al., 2014). They are based on the same mathematical framework but their fitting process of the experimental data with the infiltration model differs :

- BEST-slope fits the model with the experimental data using as constraint the slope of the linear regression of the steady-state part of $I(t)$ (Lassabatère et al., 2006),
- BEST-intercept fits the model with the experimental data using as constraint the intercept of the linear regression of the steady-state part of $I(t)$ (Yilmaz et al., 2010),
- BEST-steady fits the model with the experimental data using the slope and the intercept of the linear regression of the steady state part of $I(t)$ and makes no uses of the transient part (Bagarello et al., 2014).

Angulo-Jaramillo et al. (2019) recommended to combine the three methods to overcome fitting errors and to estimate accurate h_g and K_{sat} parameters. Therefore, we performed the three algorithms in our study.

The quality of the fit for the 3 algorithms was estimated using a relative error threshold and coefficient of variation. BEST algorithm compute a relative error $E_{r,i}$ (Eq 4.3) of the fit between observed and simulated cumulative infiltration ($I_{exp,i}$ and $I_{sim,i}$ respectively) at each measurement point i of an infiltration run. A weighted average of the relative error E_r (Eq 4.4) with the final cumulative infiltrated water height $I_{exp,final}$ (mm) was calculated.

$$E_{r,i} = \sqrt{\frac{I_{exp,i}^2 - I_{sim,i}^2}{I_{exp,i}^2}} \quad (4.3)$$

$$E_r = 100 \cdot \sum_{i=1}^k \sqrt{\frac{I_{exp,i}^2 - I_{sim,i}^2}{I_{exp,i}^2}} \cdot I_{exp,final} \quad (4.4)$$

where k is the number of measuring points per infiltration experiment. We assumed that $E_r \leq 20\%$ is an acceptable error, and higher errors are eliminated from the data set. The dataset was summarised per Beerkan experiments by calculating the arithmetic mean of the 3 three algorithms and the variation coefficient (CV) of the hydraulic parameters. To compare the mean trends of the soil hydraulic properties between Control and Trafficked treatments, we summarised the dataset per sites and depths. Mean $K(\theta)$ and $h(\theta)$ were computed by averaging the curves found with the different algorithms and fitting the average to equations 4.1 and 4.2 using the Excel solver (nonlinear least square function).

Statistical analysis

Statistical analysis of the data set were made with the software environment R (R Core Team, 2018). As a first step, we characterized the effect of two factors, i.e. the depth and

the treatment as well as their interaction depth*treatment on the different parameters of the retention and the conductivity curves, thanks to linear mixed effects models. The “lme4” R package (Douglas et al., 2015) was used with the experimental sites as a random effect representing the spatial variability between undisturbed sites and local variation in the intensity of the compaction due to the soil sensitivity to compaction during the traffic and the load of the machineries. The model retained was then the simplest (only significant effects were kept) and the one verifying underlying assumptions of the linear mixed effects model. The significance of the statistical model was given by a p-value < 0.05 defined as the first species risk and representing the probability to accept H1 (hypothesis that the model is significant) while H0 (hypothesis that the model is not significant) was true. We analysed each hydraulic parameter with the fitted model :

$$\hat{y}_{kij} = \mu + \alpha_i + \beta_j + \alpha_i : \beta_j + R_s + \epsilon_{kij} \quad (4.5)$$

where $\hat{y}_{kij}$ is the predicted value for sample k at the i^{th} depth (0-10 cm or 15-25 cm) and j^{th} treatment (Control or Traffic), μ the intercept corresponding to the average of the control at 0-10 cm, α_i and β_j are the fixed effects with α_i the depth effect ($\alpha_i = 0$ at 0-10 cm) and β_j the compaction effect ($\beta_j = 0$ for control), $\alpha_i : \beta_j$ is the interaction effect (traffic effect at 15-25cm depth if significantly different from $\mu + \alpha_i + \beta_j$), R_s is the site random effect and ϵ_{kij} is the residuals given for a combination of variables. Selected models were validated with a bootstrap approach (Efron et Tibshirani, 1993). This method consists in testing the model on samples iteratively and randomly selected among the dataset with replacement and in averaging estimated coefficients of all samples. This method had the capacity to validate the model with the same dataset and to measure its stability.

As a second step, we tried to explain the between site variability of our data set with easily accessible data (physicochemical properties and visual indicators of skid trail degradation). We used the stepAIC function of the package “MASS” (Venables et Ripley, 2002) to perform an automated model selection. This approach consists in selecting the variables by removing individually the variables from the most complex (backward method) model or by adding variables to the simplest (forward method) one or by using the both methods. We chose the last option. The function chooses the model with the lowest Akaike Information Criterion, AIC (Akaike, 1974). The choice of the most appropriate statistical model is based on a trade-off between the quality of the fit and the complexity of the model by penalizing models with a large number of parameters. For example, the fitted model with treatment, depth, a qualitative variable x1 and a quantitative variable x2 as covariates was done by the following equation (no significant interaction between

qualitative variables) :

$$\hat{y}_{kijl} = \mu + \alpha_i + \beta_j + \gamma_l + (\delta + \delta_i + \delta_j + \delta_l) \cdot x_2 + \epsilon_{kijl} \quad (4.6)$$

where $\hat{y}_{kij}$ is the predicted value for sample k at the i depth (0-10 cm or 15-25 cm) and j treatment (Control or Traffic) and l level of the x_1 variable, μ is the intercept corresponding to the control at 0-10 cm, α_i is the depth effect ($\alpha_i = 0$ at 0-10 cm), β_j is the compaction effect ($\beta_j = 0$ for control), γ_l is the coefficients for the level l of the qualitative variable x_1 , δ are the regression coefficients of the quantitative variable x_2 and ϵ_{kijl} is the residual error. The comparison of the models is based on the distribution of the residuals and the correlation coefficient r^2 .

4.3.3 Results

Data processing and comparison of BEST algorithms

89% of the 245 infiltration experiments performed in our study were successful. The remaining 11% corresponds to the aborted tests because of a too long time needed (i) to infiltrate the first water volume, the experiments were stopped when the first infiltrating time exceeded forty minutes or (ii) to infiltrate at least five water volumes without reaching the permanent state, then the experiments were stopped when the cumulative time exceeded four hours. It concerns respectively 60% and 40% of the aborted tests. All experiments performed on C treatments were successful while 27% of experiments performed on T have been aborted. The aborted tests are equally distributed on the two layers and most of them are located on AZ site. Parameters of the soil water curves could not be estimated for these aborted experiments but they revealed very slow saturated hydraulic conductivity. We decided to set aside these data from the dataset and fit the BEST models with the remaining cumulative curves $I(t)$.

Then, we kept only the simulations with $Er < 20\%$. Based on this criterion 15% of the experiments were removed from the original dataset. Errors of these removed experiments were due to difficulties of the model to fit the experimental data. The shape of the transient-state curve of $I(t)$ influences the accuracy of the fit. Too concave infiltration curves (Fig 4.2a) lead to underestimation of the observed cumulative infiltration $I(t)$ at short times. Di Prima et al. (2018) explained that the concavity might be caused by the formation of a thin sealed layer at the surface. The impact of water poured into the cylinder can modify the soil structure and eroded materials may form a thin layer that reduces soil water infiltration. This phenomenon is frequent with fine texture soil and generates an overestimation of the sorptivity used to calculate K_{sat} . Conversely, infiltration curves without any concavity (Fig 4.2b) lead to overestimate the observed cumulative infiltra-

tion $I(t)$ or even to the failure of the BEST processing. These curves may be related to hydrophobicity, potentially caused by high level of organic matter contents, with a slow decrease in infiltration rates at short times. Several authors (Beatty et Smith, 2013; Lichner et al., 2013; Lozano-Baez et al., 2018) reported the same trend and demonstrated the role of water repellency.

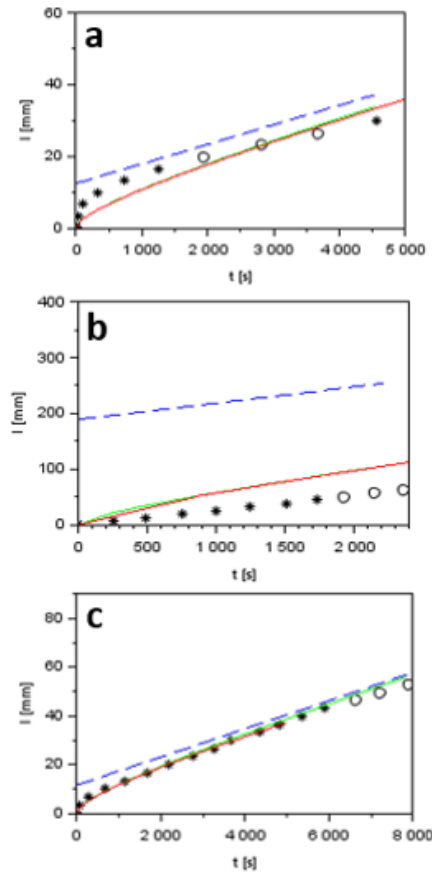


FIGURE 4.2 – Problems of BEST fit encountered in the dataset. The points represent observations and the lines represent the models. Full circle symbols : experimental points for transient state ; open circle symbols : experimental points used to compute the slope of the linear regression of the steady state. Dashed blue line : model of linear regression for the steady state model ; red continuous line : BEST model for transient state only ; green continuous line : full implicate model of Haverkamp et al. (1994). (a) concave infiltration curves related to the formation of a thin sealed layer, (b) low decreasing of the infiltration rate at short time related to hydrophobicity and ideal situation (c).

Regarding h_g parameter, comparison of the 3 algorithms shows that the BEST-Slope algorithm estimated higher value of h_g than the BEST-Intercept and BEST-Steady (Fig. 4.3a) algorithms as reported in previous studies (Bagarello et al., 2014; Lassabatère et al., 2019). Consequently, the BEST-slope algorithm tends to pull down the average of h_g

estimated by the 3 algorithms. Figures 4.3b to 4.3d represent the estimated values of h_g from one algorithm versus the average ($\overline{h_g}$) of the 3 methods. A point far away from the 1 :1 line means that the value estimated by a given algorithm deviates significantly from the two other algorithms. We calculated coefficients of variation (CVs) of h_g for each test. CV corresponds to the ratio between the standard error and the average $\overline{h_g}$ of the 3 algorithms. It measures the relative dispersion of h_g . As suggested by Lassabatère et al. (2019) we removed results given by the BEST-Slope algorithm when CV exceeded 100% (red points in Fig 4.3 b to d). New averages are then computed with the other two algorithms (Fig 4.3 e to g).

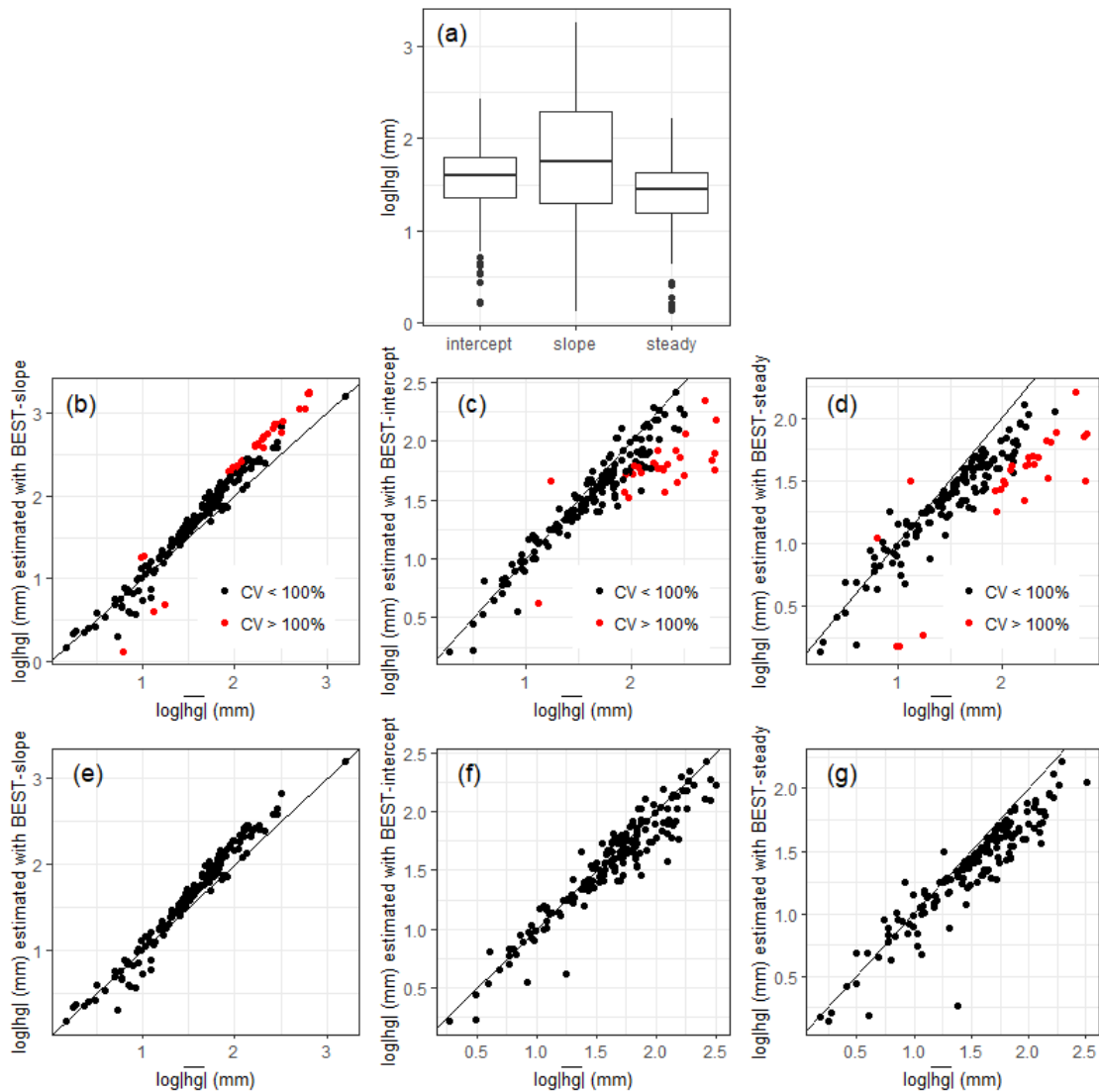


FIGURE 4.3 – Method used to eliminate the BEST-slope simulations that bias the average calculation per infiltration experiments. (a) : distribution of h_g and comparison of the BEST algorithms, (b to g) h_g estimated by one algorithms versus the average of the 3 methods before (b to d) and after (e to g) elimination of simulations of BEST-Slope algorithm with $CV > 100\%$.

Effect of compaction on soil water properties

The results presented above showed that the estimates could depend on the BEST algorithms. The discussion below concerns the hydraulic parameter averages over the methods that gave consistent results.

First, we verified that the variation of soil granulometry was not significant between the treatments C and T (i.e. p value for the clay content is 0.947). As BEST method use PTFs based on textural data for the estimation of the shape parameters (n , m and η), compaction will not have effects on these parameters. The shapes of water retention curves show the similarity of the effect of n and m parameters between treatments C and T (Fig. 4.4). For example, the slopes of the retention curves, defined by n parameter, are the same between the treatments excepted for FTG at 0-10 cm and ABB at 15-25 cm (Fig. 4.4). These exceptions are explained by the difference in clay content between the treatments C and T. At 15-25 cm in ABB, we measured clay content of 60% and 45% for respectively C and T treatments and at 0-10 cm in FTG, we measured clay content of 19% and 35% for respectively C and T treatments. The clay content gradient is different between the treatments C and T probably because of local heterogeneity and/or mixing of soil layers during rutting on both sites especially in case of deep rutting as observed at FTG. The difference of textural gradient induced by compaction or rutting can lead to the comparison of the wrong horizon.

The compaction effect was not significant on h_g (i.e. pvalue = 0.891), especially in the 15-25 cm layer (Fig. 4.5). The h_g parameter of $h(\theta)$ represents the air entry point and influences the curve shape in the wet range of the retention curve. This parameter is directly related to the matrix potential of water retention function from which the water content decreases. High value of h_g corresponds to a high air entry point characteristics of low structured soil and significant water retention by capillarity. Excepted for POC1, SAU and FTG148 in the 0-10 cm layer, the shape of the water retention function surrounding the value of h_g is the same. Working on agricultural soils, Richard et al. (2001) showed that the pore size distribution is affected by compaction especially for the largest pores. The observed lack of compaction effect on h_g suggest that the size pores comprised between the saturation and the air entry are the more affected by the compaction.

The compaction effect was significant on the hydraulic conductivity at saturation K_{sat} (i.e. pvalue < 0.001) and on the water content at saturation θ_{sat} (i.e. pvalue < 0.001). K_{sat} of the trafficked area is reduced by 0.014 mm s⁻¹ and 0.004 mm s⁻¹ at 0-10 cm and 15-25 cm depth, respectively (Fig. 4.5). These results are consistent with previous studies (Horton et al., 1994; Smith et al., 2001; Ares et al., 2005) showing that K_{sat} is

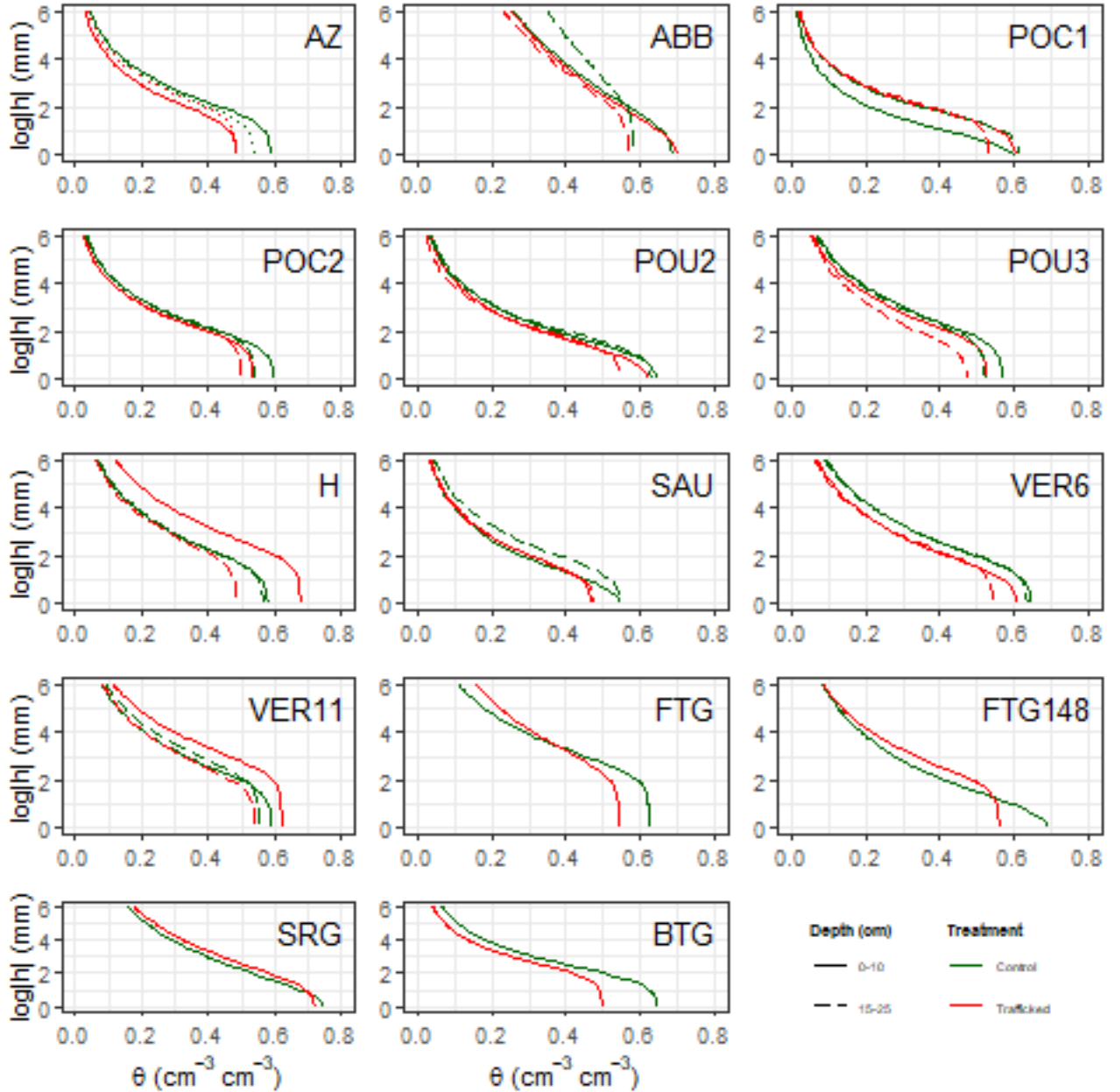


FIGURE 4.4 – Mean retention curves per site representing the relation between the matrix potential h and the soil water content θ at two depths (continuous lines for 0-10 cm and dashed lines for 15-25 cm). Control soils (green lines) versus compacted soil (red lines).

very sensitive to compaction because of the major reduction of macroporosity ($< 50 \mu\text{m}$) and total porosity. Soil saturated water content (θ_{sat}) is reduced of $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ by forest traffic at both depths (Fig. 4.5).

Prediction of soil water properties on compacted soil

This part presents the strategy adopted to predict the hydraulic properties of the skid trails (T). First, we apply the general model defined in the equation 4.5 to evaluate com-

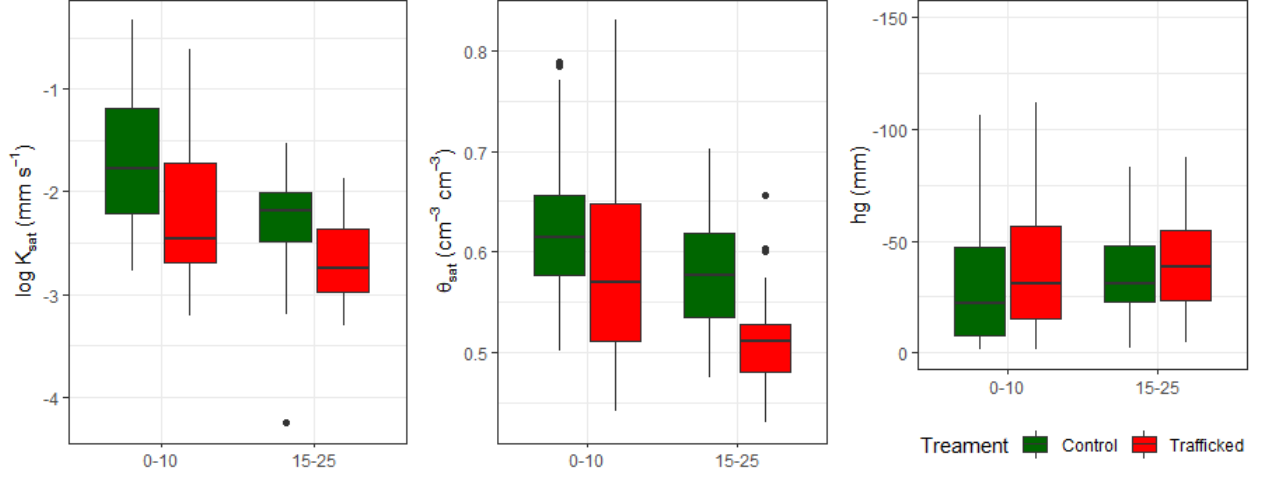


FIGURE 4.5 – Distribution of the measured parameters for the Control and Trafficked treatment at two depths. K_{sat} , θ_{sat} , h_g are respectively the hydraulic conductivity and the water content at saturation and the scale parameter for the water retention curve.

paction, soil layer and site effect of the dataset. Then, we tested different ways to predict the hydraulic properties of T according to the available data : (i) as the site effect is unknown, we tested a global model where site effect is neglected, (ii) textural and visual indicators are used as proxys of the site effect and a pedotransfer function is tested, (iii) a correction is applied on the hydraulic properties of the undisturbed soil (C) which indirectly include the site effect.

General model

Intercation between compaction and depth effects ($\alpha_i : \beta_j$) of the generic model (Eq. 4.5) was not significant that led to the general model (Eq. 4.7) :

$$\hat{y}_{kij} = \mu + \alpha_i + \beta_j + R_s + \epsilon_{kij} \quad (4.7)$$

The stability of the model was evaluated with the bootstrap method that gives a standard error of the model terms, presented in the Table 4.3. Results show that θ_{sat} of the skid trails had to be reduced by 0.053 ± 0.008 unit of moisture and that the $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ had to be reduced by 0.52 ± 0.07 compared to the undisturbed parameter values. The correlation coefficient r^2 for θ_{sat} and $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ are the same and equal to 0.62, indicating a good fit of the predictive models, whereas the root mean square error (rmse) are respectively 0.05 and 0.42. The model of θ_{sat} has a precision (rmse/μ) of 0.079 versus 0.25 for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$. The variance of the site effect is comparable to the residual ones and are 0.0024 (residual variance 0.0027) for θ_{sat} and 0.134 (residual variance 0.197) for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$. The site effect explains on its own 47% of the total variability of θ_{sat} and 40% for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$.

Tableau 4.3 – Relation between treatment, depth and soil hydraulic parameters while taking into account the site as random effect.

	θ_{sat}	$\log(K_{\text{sat}})$
	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	mm s^{-1}
Intercept (Control at 0-10cm)	0.63 (± 0.006)	-1.67 (± 0.06)
Traffic	-0.053 (± 0.008)	-0.52 (± 0.07)
15-25 cm	-0.053 (± 0.009)	-0.53 (± 0.07)
r^2	0.62 (± 0.05)	0.62 (± 0.05)
rmse	0.05 (± 0.003)	0.42 (± 0.03)

The site effect is important and the accuracy of the prediction of the hydraulic properties of the compacted soil depends on the knowledge of the site effect. In the following sections, we tested different predictive models of the soil hydraulic properties with 3 strategies to manage the site effect with easily accessible data.

Prediction with a global model :

The first strategy consists to neglect the site effect from the generic model (Eq. 4.5) to obtain the equation 4.8.

$$\hat{y}_{kij} = \mu + \alpha_i + \beta_j + \epsilon_{kij} \quad (4.8)$$

We performed a linear model and the model stability was evaluated with a bootstrap method. The results are presented in the Table 4.4. The coefficient values are slightly higher than those of the generic model and the coefficient of correlation is much lower : $r^2 = 0.26$ for θ_{sat} and $r^2 = 0.31$ for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$. Taking into account the site effect increases significantly the quality of the prediction.

Tableau 4.4 – Relation between treatment, depth and soil hydraulic parameters with the site effect neglected

	θ_{sat}	$\log(K_{\text{sat}})$
	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	mm s^{-1}
Intercept (Control at 0-10cm)	0.63 (± 0.073)	-1.67 (± 0.076)
Traffic	-0.056 (± 0.018)	-0.52 (± 0.088)
15-25 cm	-0.059 (± 0.018)	-0.57 (± 0.083)
r^2	0.26 (± 0.052)	0.31 (± 0.051)
rmse	0.07 (± 0.004)	0.57 (± 0.032)

Prediction with visual indicators as proxys :

The second strategy consists to use easily accessible data to characterize the site effect. We included into the data set common soil properties and the visual indicators of soil degradation of the skid trail. We performed a linear model with particle size distribution (i.e. granulometry option) and another one with texture classes (i.e. texture option)

which are simplest to measure. The selection of the significant variables was done with the stepwise model selection function stepAIC.

For the granulometry option, selected models of θ_{sat} and $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ are done in equations 4.9 and 4.10 respectively.

$$\begin{aligned} \hat{y}_{kij}^{\theta_{\text{sat}}} &= \mu + \alpha_i + \delta_{\text{clay}} \cdot \text{clay} + \delta_{\text{silt}} \cdot \text{silt} + \delta_{\text{rut}} \cdot \text{rut} + \gamma_{\text{structure}} \\ &+ \text{clay} : \alpha_i + \epsilon_{kij} \end{aligned} \quad (4.9)$$

$$\begin{aligned} \hat{y}_{kij}^{\log_{10}(K_{\text{sat}})} &= \mu + \alpha_i + \beta_j + \delta_{\text{clay}} \cdot \text{clay} + \delta_{\text{silt}} \cdot \text{silt} + \delta_{\text{rut}} \cdot \text{rut} + \gamma_{\text{structure}} \\ &+ \text{clay} : \alpha_i + \text{silt} : \alpha_i + \epsilon_{kij} \end{aligned} \quad (4.10)$$

where clay and silt are the clay and silt contents (%) and δ_{clay} and δ_{silt} are the regression coefficients, $\gamma_{\text{structure}}$ is the coefficients of the structural classes, rut is the rut depth (cm) and δ_{rut} is the regression coefficients, clay : α_i and silt : α_i are the interaction effect between the depth and the clay and silt contents respectively.

For the texture option, selected models of θ_{sat} and $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ are done in equations 4.11 and 4.12 respectively.

$$\hat{y}_{kij}^{\theta_{\text{sat}}} = \mu + \alpha_i + \gamma_{\text{texture}} + \gamma_{\text{structure}} : \alpha_i + \epsilon_{kij} \quad (4.11)$$

$$\hat{y}_{kij}^{\log_{10}(K_{\text{sat}})} = \mu + \alpha_i + \beta_j + \delta_{\text{rut}} \cdot \text{rut} + \gamma_{\text{texture}} + \gamma_{\text{texture}} : \alpha_i + \epsilon_{kij} \quad (4.12)$$

where γ_{texture} is the coefficients of the textural classes, rut is the rut depth (cm) and δ_{rut} is the regression coefficients, $\gamma_{\text{texture}} : \alpha_i$ is the interaction effect between the textural classes and the depth.

The results are presented on the Table 4.5 and the residuals on the Figure 4.6. We obtained $r^2 = 0.54$ for θ_{sat} and $r^2 = 0.52$ for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ by taking into account granulometry option and $r^2 = 0.43$ for θ_{sat} and $r^2 = 0.53$ for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ by taking into account texture option. Among all the soil features of the studying sites, clay and silt contents, structure of the skid trail topsoil (lamellar, massive or both) and rut depth are the variables that best described θ_{sat} and $\log_{10}(K_{\text{sat}})$. Using textural classification instead of clay and silt contents reduces the reliability of the prediction of θ_{sat} . Traffic effect are no more significant and are removed from the explicative variables of θ_{sat} . It can be explained by the textural effect more significant than the traffic effect for this parameter.

Prediction from the hydraulic properties of undisturbed soil :

In the third and last strategy, we considered that a single correction is applied on C value in all cases whatever the compaction intensity and soil properties (Eq. 4.13). Such

Tableau 4.5 – Relation between treatment, depth, soil physical properties easily accessible and hydraulic parameters with a linear regression model. Gran. : granulometry, Clay and silt in %, rut : rut depth in cm, M : medium, MF : medium fine, VF : very fine (Wösten et al., 1999)

	θ_{sat}		$\log(K_{\text{sat}})$	
	m^3	m^{-3}	mm	s^{-1}
	Gran.	Texture	Gran.	Texture
Intercept	0.22	0.73	-4.54	-0.91
Traffic	-	-	-0.68	-0.70
15-25 cm	0.03	-0.18	1.25	-1.40
Clay	0.008	-	0.05	-
Silt	0.004	-	0.03	-
Textural classification	-	-	-	-
M		-0.16		-0.94
MF		-0.12		-0.66
F		0.04		0.34
Soil structure		-		
lamellar	-0.04		0.75	0.78
massive	0.04		-0.09	-0.39
lamellar and massive	-0.03		0.13	-0.22
Rut	-0.002	-	-	0.05
Rut :Structure		-	-	-
lamellar	NA			
massive	-0.01			
lamellar and massive	NA			
Depth :Clay	-0.004	-	-0.03	-
Depth :Silt	-	-	-0.02	-
Depth :Texture	-		-	
M		0.12		0.98
MF		0.15		0.77
F		NA		NA
r²	0.54	0.43	0.52	0.53
rmse	0.05	0.06	0.47	0.47

a correction is simple to implement and does not require any ancillary data if hydraulic properties of undisturbed soil is known.

$$\hat{y}_{kij=\text{Traffic}} = y_{kij=\text{Control}} + \alpha_i + \beta_j + \epsilon_{ki} \quad (4.13)$$

where $\hat{y}_{kij}$ is the predicted value for sample k at the i^{th} depth (0-10 cm or 15-25 cm) and j^{th} treatment (here Traffic), variable is the value of the variable_j (θ_{sat} or $\log_{10}(K_{\text{sat}})$) of j treatment (here Control). The value of α_i and β_j corresponds of the results of the mixed effect model (i.e. general model), presented on Table 4.3.

As a fraction of the site effect is included in the control value, the prediction of the compac-

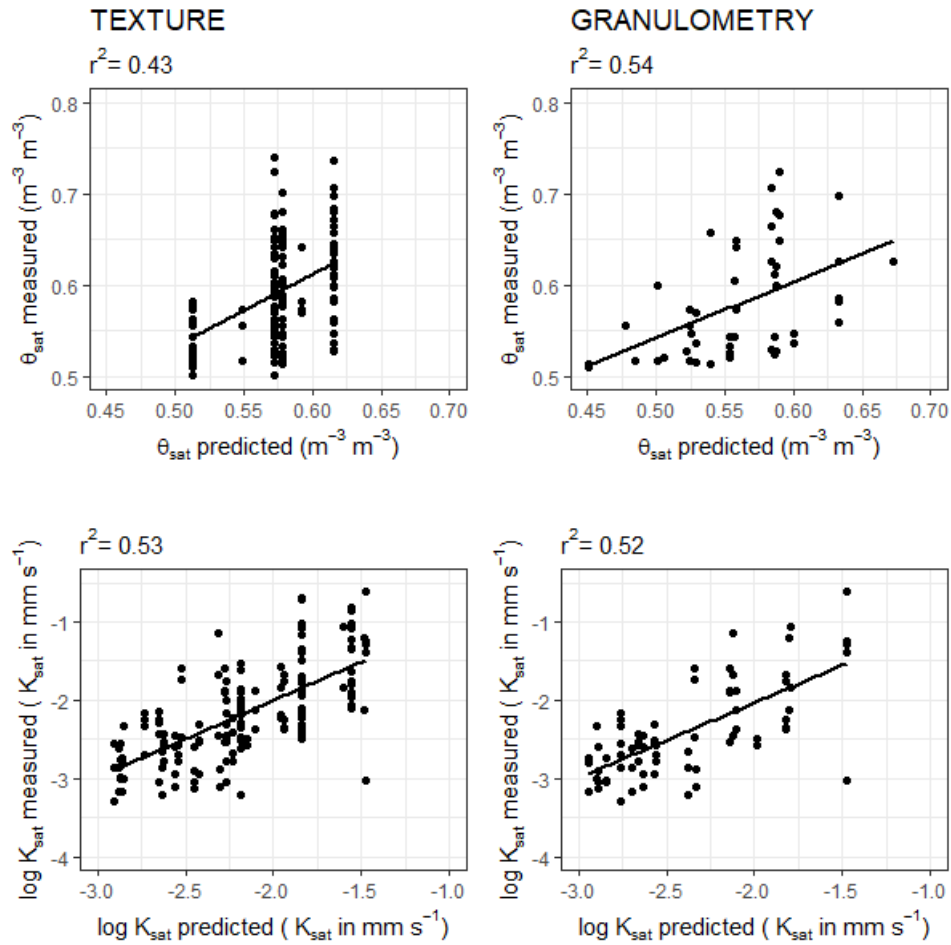


FIGURE 4.6 – Measured versus predicted values of θ_{sat} and $\log(K_{\text{sat}})$ on compacted soil (T) estimated with the visual indicators combined with size particle distribution (Granulometry option) and with with textural classification (Texture option). r^2 corresponds to the coefficient of correlation.

ted hydraulic parameters is better than the other strategies. Using this model still requires knowing the parameters of the non-circulated soil. Measurements of hydraulic parameters is difficult to set up for a forest manager who manages entire forest areas. We tested to apply the compaction correction to the hydraulic parameters of the non-circulated area estimated by PTFs. The average of θ_{sat} or $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ per "site x modality x depth" were computed respectively with an arithmetic and geometric mean. We estimated θ_{sat} or $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ of undisturbed soil from Wösten (Wösten et al., 1999) and Rosetta (Schaap et al., 2001) pedotransfert function. Figure 4.7 shows the measured versus predicted values of the average of the compacted hydraulic parameters. The correlation coefficients of the linear regression of the θ_{sat} and $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ predictive models are respectively : $r^2 = 0.49$ and $r^2 = 0.33$ with Wösten PTF and $r^2 = 0.63$ and $r^2 = 0.22$ with Rosetta PTF. The correlation coefficient of $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ is lower with Rosetta FPT but their predicted value have a lower order of magnitude : $-3.6 < \log_{10}(K_{\text{sat}}) < 1.9$ for Rosetta and $-4.5 < \log_{10}(K_{\text{sat}}) < -1$ for Wösten. The accuracy of the prediction of the compacted soil (T) from

the hydraulic parameter of undisturbed soil (C) estimated with Rosetta PTF is similar to the general model for θ_{sat} . For the other cases, the prediction is poorer than models using measured hydraulic parameters of undisturbed soil (C) and visual indicators as proxys of the site effect.

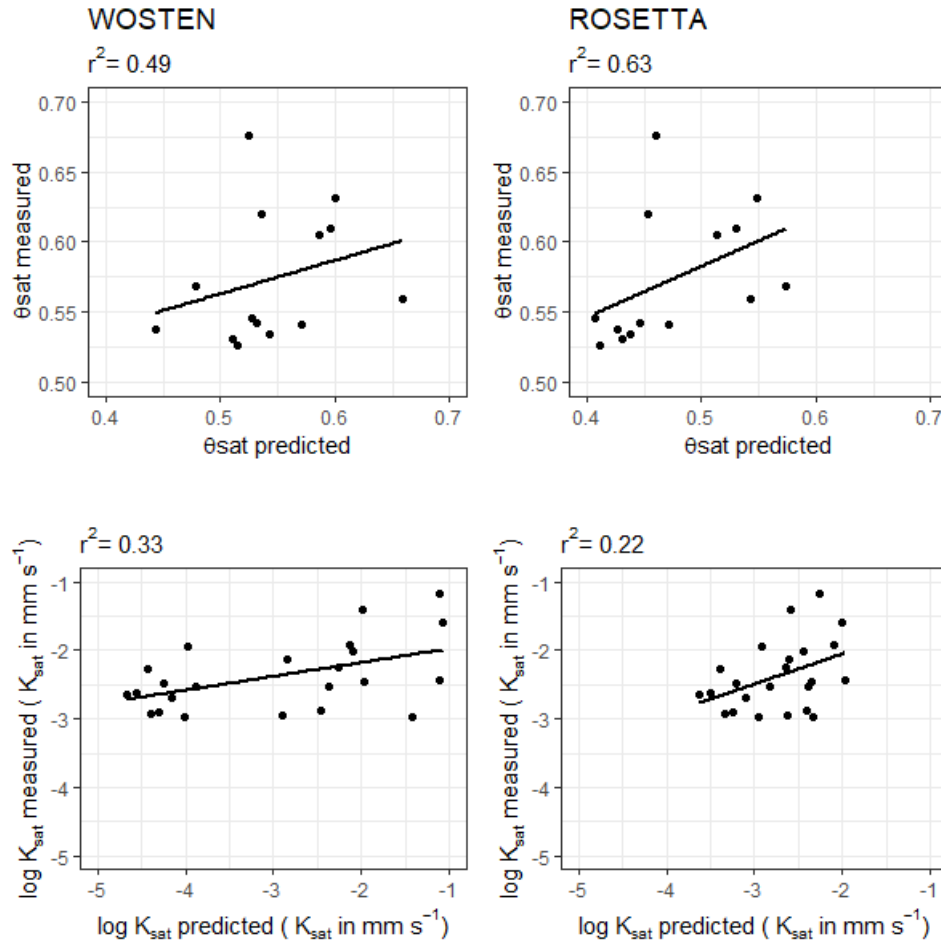


FIGURE 4.7 – The average of measured versus predicted values of θ_{sat} and $\log(K_{\text{sat}})$ on compacted soil (T). The hydraulic properties of undisturbed soil (C) were estimated with Wösten and Rosetta pedotransfer function. r^2 corresponds to the coefficient of correlation.

4.3.4 Discussion

We found that the compaction effect is significant for θ_{sat} and K_{sat} . On skid trails, θ_{sat} is reduced of 8.4% at 0-25 cm and K_{sat} is reduced by a 3.3 factor at 0-10 cm and by a 3.4 factor at 15-25 cm. It's now well known that compaction reduces the volume of macropores. For instance Richard et al. (2001) measured after compaction of a silty agricultural soil a loss of 20% of total porosity and a loss of 70% of pores of size between 40 to 360 μm . Bottinelli et al. (2014) showed that the specific surface porosity of large pores was considerably reduced after compaction of silty forest soils. The variability of measured

θ_{sat} and K_{sat} was higher on the topsoil probably because of the organic matter content variability at the soil surface.

We expected that the scale parameter h_g of the water retention curve would be modified on compacted soil because it is defined as the air entry of the water retention curve and should be reduced with a decrease in macroporosity. In our study, the compaction effect was not significant. It means that either the BEST method is not adapted to assess the compaction effect on h_g parameter or the compaction affects the pore sizes comprised between the saturation and the air entry of the retention function. To our knowledge the effect of bulk density on h_g parameter of $h(\theta)$ was not yet analysed. Shape parameters of the retention curves should vary as compaction modifies the pore size distribution by reducing macroporosity volume and by modifying pores shape. Some authors (Dexter, 2004; Naderi-Boldaji et Keller, 2016) used the slope of the retention curve at the inflexion point (i.e. point of $h(\theta)$ where the second derivative is null) as a soil physical quality indicator because its value decreases with the increase in the bulk density according to a linear regression. The slope at the inflexion point is influenced by n parameter. The use of the bulk density as variable of the BEST pedotransfer function should include the compaction effect on the prediction of n .

We showed that the spatial variability between the sites is important and explained 47% and 40% of the total variability for K_{sat} and θ_{sat} respectively. We adopted 3 strategies to predict the hydraulic parameters of the skid trail by considering the site effect with different ways. The first one consists to neglect the site effect and lead to poor prediction quality. The second one consists to explain the site and treatment effects with easily accessible data as rut depth, hydromorphic occurrence depth, topsoil structure, texture classification and soil particle size fraction that can be grouped in degradation score. Frey et al. (2009) showed that a soil degradation classification was a relevant explicative variable that explained a 30% decrease of the saturated hydraulic conductivity from the low degradation to the severe. In our study, soil degradation score are not relevant to describe compaction effects and visual variables do not allow to clearly distinguish groups with the same hydraulic behaviour. We observed in some sites a partial topsoil recovery (increase of θ_{sat} and K_{sat}) due to a high biological activity (in particular earthworms). This was the case for skid trail with severe degradation according to our soil degradation classification : a “severe” degradation class according to rut depth and visual degradation indicators obtained from soil pits (see Fig. 4.1) but without indicators of soil biological activity could mix full degraded soils and soils undergoing partial restoration. These results suggest to incorporate indicators of soil biological activity in a soil degradation classification. Granulometry, rut depth and topsoil structure appears as the best variables to define site effects. Using the particle size distribution rather than texture classification

improves the prediction of the soil hydraulic properties. The robustness of this function is low and may be related to explicative variables too simple to quantify the effect of compaction on hydraulic properties or because the dataset needs more replicates to identify trends. However, these models are as accurate as Rosetta PTF Schaap et al. (2001) which performance is defined by $0.43 < r^2 < 0.65$ for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ and $0.14 < r^2 < 0.60$ for θ_{sat} or more reliable than Wösten PTF (Wösten et al., 1999) which performance is defined by $r^2 = 0.19$ for $\log_{10}(K_{\text{sat}})$. The third strategy to predict the hydraulic parameters of the skid trail consists to apply a correction on the value of the measured hydraulic properties of the undisturbed soil. It reveals that the prediction of $\log_{10}(K_{\text{sat}})$ and θ_{sat} on compacted soil is better than the other strategies because site variability is included into the hydraulic properties of the undisturbed soil. Using the hydraulic parameters of the undisturbed soil allows to take into account a part of the site variability on the prediction of the compacted hydraulic properties. However, this method requires knowledge of the hydraulic properties of the undisturbed soil, which is rare for forest soil. Estimating the hydraulic properties of undisturbed soil with PTF is an alternative but the accuracy of the prediction is low, except for θ_{sat} with Rosetta PTF. These models are only applicable for fine-textured soil and ruts not exceeding 15 cm in depth.

Conclusion

We measured soil hydraulic properties of skid trails and undisturbed soil on 14 sites at two depths (0-10 and 15-25 cm) with the BEST method. For each configuration “site x treatment x depth,” at least 5 repetitions were done. The created database includes 245 experimental infiltration tests. The compaction effect was only significant for θ_{sat} and K_{sat} parameters. On the whole dataset, we measured on the skid trails an average decreasing of a 3.3 factor at 0-10 cm and a 3.4 factor at 15-25 cm for K_{sat} and of 8.4% at 0-25 cm for θ_{sat} compared to the undisturbed soils. We performed a linear mixed effects model to assess the weight of the spatial variability of the dataset and proposed different models to predict the hydraulic properties of the skid trails. The more relevant predicted model is the one that relies on the soil hydraulic properties of the undisturbed soils which included spatial variability of the sites. Using ROSETTA FPT to estimate θ_{sat} (and K_{sat} to a lesser extent) of the non-circulated soil is an alternative when little data are available. We highlighted that the used of visual indicators of soil degradation can not predict the hydraulic properties of the forest compacted soil. It may be explained by the lack of indicators of soil biological activity. Physical indicators are not sufficient and must be completed with biological indicators. This study is limited to soils with a fine to medium-fine texture and rut depths of less than 12 cm. If deeper ruts were taken, it is possible that the prediction of the hydraulic properties of the compacted soils with visual indicators of degradation

may be more significant. However, treating more severely degraded skid trails with deeper ruts seems difficult to realized with the BEST procedure.

The statistical analysis was performed mainly on fine textured soils. This first attempt at predicting the water properties of the forest compacted soil must be completed by other measurements to oversee the entire range of texture and level of degradation combined.

4.4 Limites et pistes d'amélioration

L'utilisation d'indicateurs visuels de dégradation des cloisonnements est une méthode simple pour le gestionnaire forestier pour appréhender l'effet site dans la prédiction des paramètres hydrodynamiques des cloisonnements. Même si la qualité de prédiction s'apparente à celles d'autres fonctions de pédotransfert (Wösten et al., 1999; Schaap et al., 2001), certains phénomènes observés ne sont pas pris en compte. En effet parfois nous avons mesuré sur les cloisonnements des teneurs en eau à saturation supérieures à celles mesurées dans la zone non circulée. C'est le cas de HE et VER11 où deux hypothèses peuvent être formulées. La première concerne la restauration des sols dans les ornières. Nous avons remarqué sur HE la présence de matériau solide remobilisé dans l'ornière accompagné d'une forte activité biologique, principal facteur de structuration et régénération des sols tassés ce qui pourrait expliquer une valeur élevée de θ_{sat} à la surface du cloisonnement. Les conséquences du tassement sur θ_{sat} s'observent à 15 cm de profondeur, sous le fond de l'ornière théorique et initiale avant qu'elle ne se remplisse (Fig. 4.8). Le remplissage peut s'être fait naturellement par dépôts lié à l'érosion des sols ou bien par l'intervention, lors du précédent chantier d'exploitation, d'une lame rebouchant les ornières. La deuxième hypothèse concerne l'état hydrique du sol lors du dernier passage de l'engin. Lorsqu'un sol est complètement saturé en eau, la pression exercée sur ce dernier n'entraîne pas la réduction de la macroporosité puisque l'eau présente dans les pores est incompressible. Des phénomènes de fluage à l'origine de la formation des ornières peuvent alors mélanger les horizons modifiant les propriétés hydrodynamiques en surface du cloisonnement.

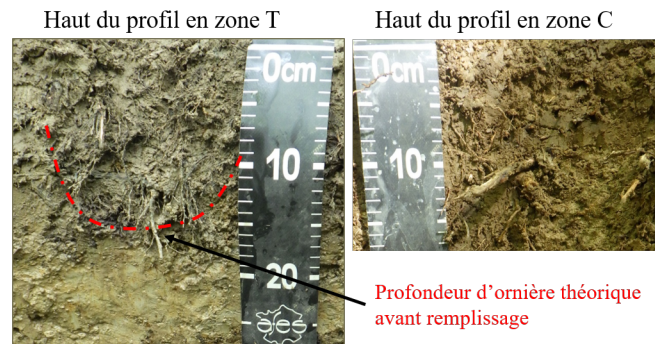


FIGURE 4.8 – Remobilisation du matériel à l'intérieur de l'ornière et comparaison avec le profil de la zone non circulée sur HE.

Les fonctions de passage établies ne peuvent s'appliquer que sur des sols à texture fine et des cloisonnements dont les profondeurs d'ornière ne passent pas 15 cm. Afin de pouvoir généraliser leur utilisation, d'autres mesures doivent être menées de manière à considérer l'ensemble de la gamme texturale. Le mieux étant de combiner autant de classe de dégradation des cloisonnements par classe texturale pour établir un jeu de données équilibré.

Conclusion de la partie II

La mise en place de l’observatoire des cloisonnements nous a permis de générer une large base de données regroupant des informations permettant de (1) suivre et comparer la dynamique hydrique de binôme sol non circulé-sol circulé, (2) caractériser leurs propriétés hydrodynamiques et (3) paramétrer un modèle de transfert hydrique. Dans cette partie nous avons abordé les deux premiers points.

Le suivi hydrique continu des sols de AZ et HE a permis d’identifier les comportements suivants : (i) le taux de saturation des cloisonnements est plus élevé sur les cloisonnements du fait de la réduction des volumes de macropores en faveur des micropores améliorant ainsi la capacité de rétention du sol et (ii) la dessiccations des sols tassés s’initie et s’arrête en même temps que celles des sols non circulés, c’est-à-dire que l’écart de teneur en eau mesuré est quasiment constant au cours de périodes d’humectation/dessiccation. Cependant cet écart est accentué avec l’intensité de dégradation des cloisonnements. La présence d’une nappe temporaire sur AZ et quasi permanent sur HE ainsi que les problèmes d’installation des sondes capacitatives rendent la comparaison des dynamiques hydriques plus complexe et ne permettent de quantifier de manière précise les écarts de teneur en eau.

Concernant les propriétés hydrodynamiques, nous avons mesuré sur le cloisonnement une réduction par rapport à la zone non circulée (i) de la conductivité hydraulique à saturation d’un facteur 3.3 à 0-10 cm et 3.4 à 15-25 cm et (ii) de la teneur en eau à saturation de 8.4% à 0-25 cm. La méthode BEST utilisée pour estimer les paramètres hydrodynamiques n’a pas permis d’identifier d’effet tassement significatif sur les paramètres de forme (n , m et η) et d’échelle (hg) des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$. Nous avons établi une loi de passage permettant d’estimer θ_{sat} et K_{sat} des cloisonnements à partir de ceux mesurés sur les sols non circulés. L’utilisation d’indicateurs visuels permettant de caractériser simplement l’intensité de dégradation des cloisonnements n’améliorent pas la prédiction des paramètres hydrodynamiques mais ont l’avantage de faire appel à des données plus facilement accessibles par le gestionnaire forestier. La loi de passage est une première approche permettant de rendre le modèle opérationnel à différents contextes sans faire appel à des mesures expérimentales longues et coûteuses.

Troisième partie

Prédiction de la dynamique hydrique des sols forestiers et de leur praticabilité

Introduction de la partie III

Dans les parties précédentes, nous avons sélectionné un modèle de transfert hydrique mécaniste monodimensionnel puisque du fait de son formalisme, il est capable de simuler les écoulements d'eau de manière précise et de mieux appréhender l'effet tassement. Ce modèle a largement été utilisé en milieu agricole ce qui suggère que, même si tous les processus en jeu dans le bilan hydrique sont considérés, un travail de paramétrage en contexte forestier doit être mené. Cela concerne le couvert végétal, la litière et le système racinaire.

L'objectif final est de pouvoir rendre le modèle opérationnel or les paramètres hydrodynamiques, paramètres d'entrées clés, ne sont pas des données "facilement accessibles". Nous testerons alors trois stratégies différentes de caractérisation du compartiment sol. Nous évaluerons le modèle selon sa capacité à reproduire les observations ponctuelles sur les zones non circulées et circulées et l'effet du tassement.

L'ensemble de ces points seront traités dans le premier chapitre. Le second est présenté sous la forme d'un article scientifique. Nous verrons comment le modèle mécaniste peut être utilisé pour générer une base de données afin d'établir un modèle empirique plus simple capable de prédire les meilleures conditions de trafficabilité.

Chapitre 5

Mise en oeuvre et évaluation d'un modèle mécaniste de référence

5.1 Le partitionnement de la demande climatique à travers les différents compartiments du système

Le partage de la demande climatique est donné par la loi de Beer-Lambert, qui simule la fraction de la demande climatique arrivant à la surface de la litière (Eq. 6.6) ou du sol (Eq. 2.15) en fonction de l'indice foliaire de la canopée ou du taux de recouvrement τ_c de la litière, d'un coefficient d'extinction k_{canop} pour la canopée et k_{lit} pour la litière. L'ensemble de ces paramètres sont essentiels dans la prédiction du bilan hydrique et dépendent de la nature du peuplement et de sa structure. Les méthodes utilisées pour les calculer et/ou les estimer sont présentées dans cette partie.

5.1.1 Le compartiment "canopée"

L'indice foliaire et la phénologie

L'évolution de l'indice foliaire au cours du temps est un élément clé dans la modélisation du bilan hydrique puisqu'il contrôle les flux d'évapotranspiration pendant la période végétative. Le concept du LAI est différent selon qu'on aborde une approche physique avec les processus d'interception de la radiation et des précipitations ou une approche biologique avec les échanges gazeux (Jonckheere et al., 2004). Dans cette étude nous définissons l'indice foliaire comme étant la surface maximale des feuilles projetée par unité de surface. Il existe plusieurs méthodes pour mesurer l'indice foliaire d'un peuplement forestier. Ces méthodes, leurs avantages et leurs inconvénients ont été décrits par Bréda et al. (2002). La stratégie d'estimation de l'indice foliaire dépend des objectifs de l'étude, il n'existe pas de méthodes qui se démarquent. Les méthodes de mesures sur le terrain peuvent être contraignantes (récolte de litière) ou nécessitent du matériel (analyseur

de couvert LAI-2000, Demon, photographies hémisphériques). Certains auteurs (Granier, 1981; Grier et al., 1984; Smith, 1993) ont tenté d'établir des relations entre l'indice foliaire et des variables explicatives facilement mesurables telles que le diamètre des troncs ou la surface terrière. Les relations établies sont significatives mais ne peuvent être extrapolées à d'autres peuplements à cause de la sensibilité des variables allométriques au type de peuplement, au climat, aux conditions hydriques et de fertilités et à la sylviculture. Une alternative est de seulement mesurer l'indice foliaire pendant la période végétative maximale ou LAI_{max} et d'estimer son évolution en fonction de la phénologie du peuplement. Nous avons choisi d'utiliser cette stratégie, développée dans le modèle BILJOU. Granier et al. (1999) font les hypothèses suivantes :

- à partir de la date de débourrement des feuilles, l'indice foliaire évolue linéairement pendant 30 jours jusqu'au LAI_{max} (période b de la Fig. 5.1). Cette augmentation progressive du LAI va se traduire par une augmentation progressive simultanée de l'action de la pompe de transpiration sur le bilan hydrique.
- 30 jours avant la date de chute des feuilles, l'indice foliaire diminue linéairement (période d de la Fig. 5.1). L'action de la pompe de transpiration sur le bilan hydrique diminue alors progressivement de la même façon.

La partie a de la figure 5.1 correspond à la période de végétation nulle : la transpiration des arbres est nulle et le rayonnement et les précipitations incidents sont maximales. Une fraction est interceptée par les branches et les troncs, considérée comme nulle par le modèle Pastis. Inversement, la partie c de la figure 5.1 correspond à la période de végétation maximale : l'interception des précipitations et de la demande climatique ainsi que la transpiration des arbres sont maximales. Breuer et al. (2003) ont rassemblé les principales caractéristiques de plantes utilisées dans différentes études menées sur la modélisation physiologique et hydrique de peuplements en régions tempérée. Nous avons utilisé les valeurs de LAI_{max} proposées dans cette publication correspondant aux mêmes peuplements (espèce et âge) de l'observatoire.

Le LAI est un paramètre dynamique qui évolue au cours du temps, il dépend du peuplement, du site, de la saison mais aussi des pratiques sylvicoles (Jonckheere et al., 2004). Plusieurs auteurs ont regardé l'effet des éclaircies sur l'indice foliaire (Cutini, 1996) et sur les flux d'eau traversant le sol et la canopée (Bréda et al., 1995). Davi et al. (2008) a montré qu'après une éclaircie le LAI diminue de 44% pour des chênes et de 31% pour des pins situés au Nord de Marseille. La mise en place de cloisonnements dans le peuplement modifie forcément l'indice foliaire, néanmoins nous avons fait l'hypothèse que l'indice foliaire au-dessus du cloisonnement et de l'inter-bande sont identiques. En effet nous nous intéressons aux interactions sol-peuplement avant un chantier d'exploitation c'est-à-dire une dizaine d'années après la dernière éclaircie, période supposée suffisante pour que la

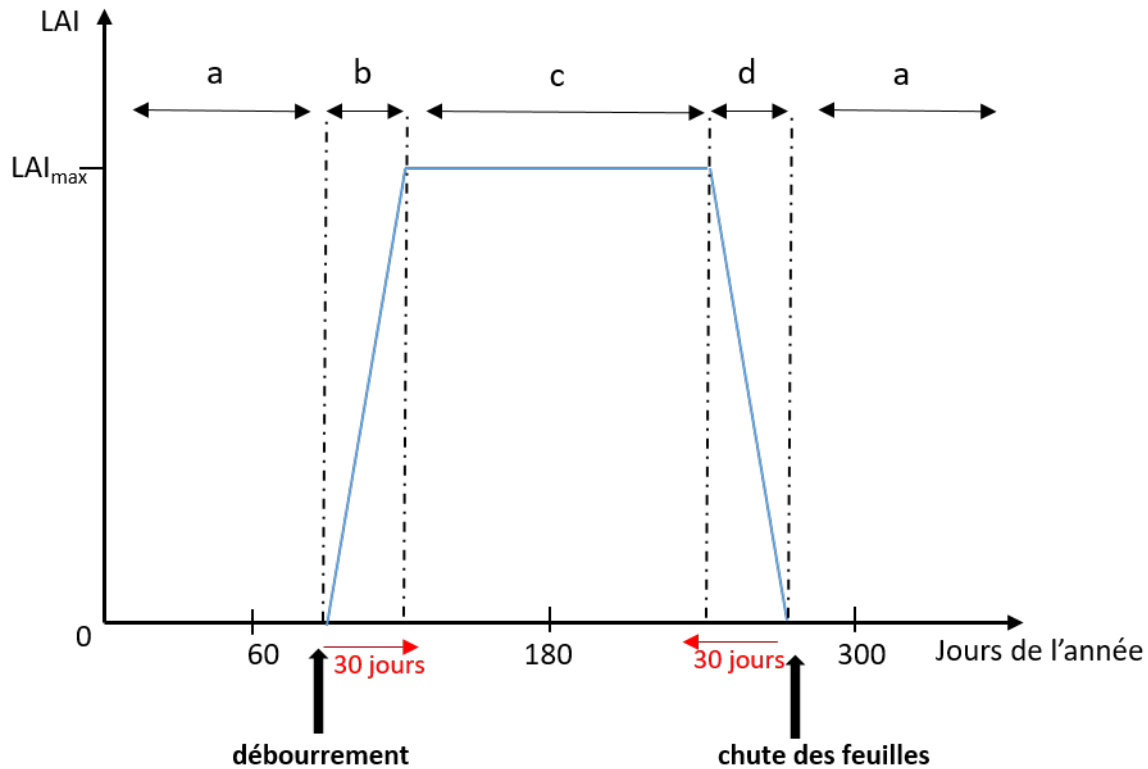


FIGURE 5.1 – Évolution de l'indice foliaire au cours de l'année en fonction de la phénologie et du LAI_{max} tiré de Granier et al. (1999).

canopée recolonise la surface du cloisonnement.

La dynamique de l'indice foliaire est bornée par les dates de débourrement et de chute des feuilles. Ces dates correspondent à des événements phénologiques majeurs (phénophases) souvent mesurés par les forestiers mais différentes selon le peuplement et la région. Le réseau national de suivi à long terme des écosystèmes forestiers (RENECOFOR) constitue la base de données française la plus complète en terme de période d'étude, de diversité des espèces et de répartition géographique (Lebourgeois et al., 2006). Les données récoltées dans le réseau RENECOFOR ont permis de mettre en évidence la relation entre la saison de végétation, les espèces, la situation géographique et l'altitude et d'établir une relation entre la date de débourrement et les conditions environnementales (Eq. 5.1), entre la date de débourrement des feuillus et l'altitude (Eq. 5.2) et entre la date de jaunissement des feuillus et la température moyenne entre septembre et novembre (Eq. 5.3) (Lebourgeois et al., 2006).

$$j_{deb} = -9,9864 + 16,1006 \cdot sp + 0,0201 \cdot alt + 2,524 \cdot lat - 1,7158 \cdot T_{mars} \quad (r^2 = 0,51) \quad (5.1)$$

$$j_{deb} = 0,0229 \cdot alt + 100,65 \quad (r^2 = 0,44) \quad (5.2)$$

$$j_{jau} = 5,0641 \cdot T_{sept-nov} + 237,92 \quad (r^2 = 0,39) \quad (5.3)$$

avec j_{deb} et j_{jaun} : les jours de débourrement et de jaunissement prédits,

sp : l'espèce (sp = 0 pour les espèces caduques et sp = 1 pour les espèces sempervirentes),

alt : l'altitude (m),

lat : la latitude ($^{\circ}$),

T_{mars} : la température moyenne au mois de mars ($^{\circ}\text{C}$),

$T_{sept-nov}$: la température moyenne entre les mois de septembre à novembre ($^{\circ}\text{C}$),

n.i : non indiqué.

Dans le cas où les conditions environnementales sont inconnues, des dates phénologiques moyenne à l'échelle de la France a été établi pour plusieurs espèces (Lebourgeois et al., 2006). Elles sont présentées dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1 – Dates moyenne des phénophases en jour julien pour différentes espèces mesurées sur la période de 1997-2003, d'après (Lebourgeois et al., 2006).

Espèce	Nb peupl.	Nb obs.	Date débourrement	Date jaunissement
Chêne sessile	20	110	96 (± 10)	297 (± 10)
Chêne pédonculé	8	47	98 (± 15)	298 (± 13)
Hêtre	19	120	111 (± 13)	290 (± 16)
Pin maritime	5	29	115 (± 15)	-
Pin laricio de Corse	2	10	120 (± 17)	-
Douglas	5	35	122 (± 11)	-
Pin sylvestre	11	70	123 (± 12)	-
Mélèze d'Europe	1	70	129 (± 5)	283 (± 5)
Epicéa commun	8	53	130 (± 12)	-
Sapin pectiné	10	63	132 (± 11)	-

Les dates phénologiques nécessaires à la prédiction du développement foliaire des sites de l'observatoire ont été estimées à partir des équations 5.1 et 5.3. Les résultats sont présentés dans le tableau 5.2.

Tableau 5.2 – Dates phénologiques (j_{deb} = date de débourrement et j_{jaun} = date de jaunissement) en jour julien et LAI_{max} utilisés dans la simulation du bilan hydrique des différents sites de l'observatoire. Stations météorologiques utilisées pour estimer les dates à partir des équations 5.1 et 5.3 : 1=Dijon, 2=BEF, 3=Dole, 4=EEF.

Site	2016		2017		2018	
	j_{deb}	j_{jaun}	j_{deb}	j_{jaun}	j_{deb}	j_{jaun}
ABB ¹	100	299	94	294	100	302
AZ ²	104	290	106	287	116	294
POC ³	-	-	-	-	102	303
POU ³	-	-	-	-	102	303
HE ⁴	111	290	104	288	112	297
SAU ³	-	-	-	-	102	303
VER ³	-	-	-	-	110	303

Le coefficient d'extinction

La loi de Beer-Lambert est largement utilisée dans la modélisation des flux d'eau et de carbone d'un peuplement forestier. L'atténuation du rayonnement par le couvert végétal est fonction de l'indice foliaire et du coefficient d'extinction. Il existe également des processus d'atténuation des flux convectifs induits par des gradients de vent et une humidité plus importante dans le couvert végétal. En prenant en compte le coefficient d'extinction égal au rayonnement, nous faisons l'hypothèse que les autres processus sont affectés de manière similaire. Le coefficient d'extinction k dépend du peuplement (Balandier et al., 2006). Différentes valeurs de k sont utilisées dans la littérature : Smith (1991) a mesuré un k compris entre 0.4 et 0.6 pour le *Pinus contorta* et l'*Eucalyptus*, Bréda (1994) a mesuré des coefficients compris entre 0.4 et 0.5 sur des chênes sessiles de LAI compris entre 2 et 5 et Granier et al. (1999) utilisent un k de 0.5 pour les conifères et les feuillus.

Dans cette partie, nous avons calculé la transmittance Tr moyenne (i.e. rapport entre le rayonnement incident et le rayonnement global) pendant la période végétative maximale, à partir de plusieurs jeux de données (Tab. 5.3). Le dispositif expérimental et la démarche sont présentés en détail en Annexe III. Les résultats doivent être considérés à titre indicatif car le dispositif mis en place n'est représentatif que d'une faible surface par rapport à la celle des parcelles étudiées. Ils viendront conforter ou non les résultats obtenus par ailleurs dans la littérature.

Tableau 5.3 – Types de données utilisées dans l'estimation du coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert

Site	Type de données	Fréquence des mesures
HE	Rayonnement global ($W\ m^{-2}$) par tour à flux	30 min
	Rayonnement incident au sol ($W\ m^{-2}$) par dispositif EMMAH	15 min
AZ	Rayonnement global ($W\ m^{-2}$) par Météo France	Journalière
	Rayonnement incident au sol ($W\ m^{-2}$) par dispositif EMMAH	15 min

La quantité de rayonnement transmis à travers la canopée représente $8 \pm 2\%$ du rayonnement global pour AZ et $12 \pm 4\%$ du rayonnement global pour HE. Les transmittances journalières mesurées sont présentées dans la figure 5.2. La différence mesurée entre les deux peuplements est significative ($pvalue = 2.2 \cdot 10^{-16}$) néanmoins la quantité de rayonnement interceptée par la canopée est identique sous le cloisonnement et sous la bande boisée ($pvalue\ effet\ traitement = 0.07$, non significative). Le coefficient moyen calculé sur la période végétative maximale déduit de la loi de Beer-Lambert est de 0.43 ± 0.04 sur AZ ($LAI_{max} = 5\ m^2\ m^{-2}$) et de 0.44 ± 0.02 sur HE ($LAI_{max} = 6\ m^2\ m^{-2}$). Ces résultats concordent avec les valeurs mesurées par d'autres études citées précédemment.

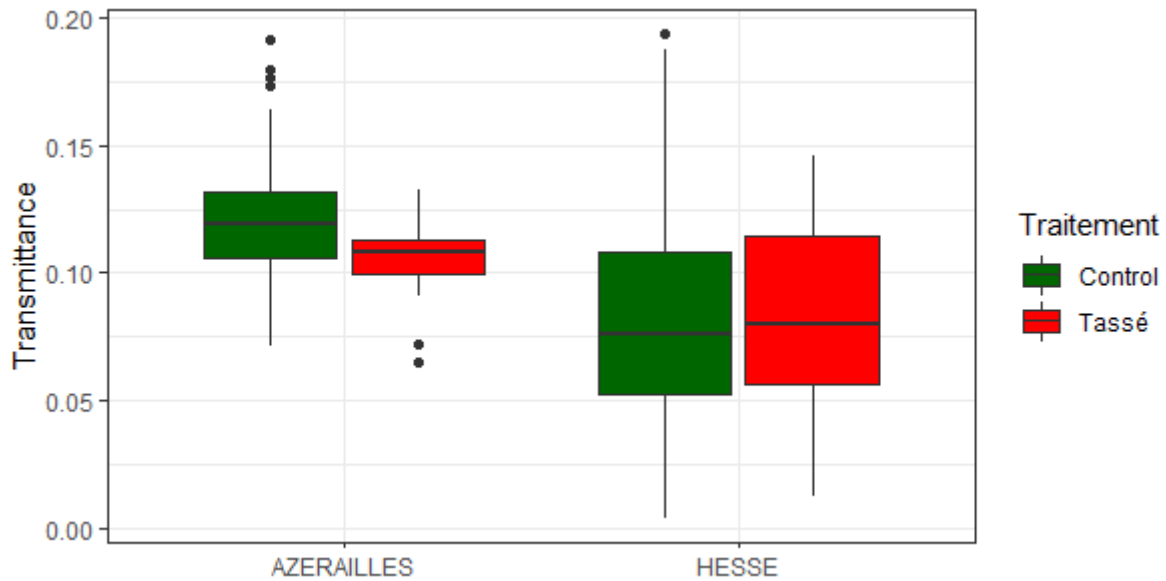


FIGURE 5.2 – Transmittance du rayonnement à travers la canopée mesurée sur AZ et HE et comparaison entre la bande boisée (Control) et le cloisonnement (Tassé).

5.1.2 Le compartiment "litière"

La litière forestière fraîche, correspondant à l'horizon OL, est composée de feuilles/aiguilles et de débris végétaux non décomposés dont leur nature et agencement vont influencer le fonctionnement hydrique des sols forestiers sur deux différents niveaux :

- (i) Interception d'une fraction de la pluie traversant la canopée qui dépend de sa capacité de stockage et qui retarde l'infiltration au sol,
- (ii) Contribution à l'évaporation et agit comme écran à l'évaporation du sol vers l'atmosphère.

Certains paramètres et variables caractérisant la litière sont à fixer dans le modèle afin de quantifier au mieux les flux (demande climatique et précipitations) arrivant et sortant de la surface du sol. Cela concerne les paramètres suivants :

- Le paramètre de contrôle α_{pluie} de la sorption de la litière intervenant dans la fonction de réduction $f(\theta)$ de l'eau interceptée par la litière selon son état hydrique (Eq. 2.13),
- La surface spécifique ou taux de couverture τ_c de la litière intervenant dans le partage de la demande climatique appliquée à la litière (Eq. 2.14) et au sol (Eq. 2.15) et dans le processus d'interception de la pluie par la litière (Eq. 2.12),
- Les teneurs en eau maximale θ_{lit}^{max} et minimale θ_{lit}^{min} que peut contenir la litière et le coefficient empirique ϵ utilisés par la fonction de pondération du flux d'eau évaporé selon l'état hydrique de la litière $g(\theta)$ (Eq. 2.18),
- La masse de la litière m_{lit} ,

- Les coefficients γ et δ intervenant sur le flux d'évaporation de la litière et définis respectivement comme étant un facteur de réduction et la distance entre le sol et la litière (Eq. 2.19).

Des expérimentations ont été mises en place afin de tester la variabilité spatiale de la masse et de l'épaisseur de la litière, leur capacité de stockage, la dynamique d'évaporation et l'effet de la présence d'une litière sur l'évaporation du sol. Le tableau 5.4 synthétise les expériences menées, le détail étant fourni en Annexe IV. Seuls les résultats obtenus sont présentés dans ce paragraphe. Les paramètres α_{pluie} , γ et δ ont été fixés avec des valeurs arbitraires.

Tableau 5.4 – Démarches expérimentales pour paramétrer le compartiment "litière" du modèle en contexte forestier.

Caractéristiques/ cessus étudiés	Pro-	Paramètres du modèle à estimer	Démarche
Variabilité spatiale		m_{lit}	Mesures et prélèvement de litière in situ sur les sites D'AZ et HE
Capacité de stockage maximale		θ_{max}	Immersion et pesées de couple de litière "masse x épaisseur" après 30 min égouttage
Evaporation		ϵ	Saturation de litière et litière + sol puis pesées régulières sur une période d'assèchement
Interception		τ_c	Hypothèse formulée sur la quantité de demande climatique interceptée par la litière

La caractérisation des litières in situ

Dans cette partie nous cherchons à évaluer la variabilité de la litière au sein d'une parcelle exploitée. La figure 5.3 représente la distribution des valeurs mesurées sur chacun des sites. Sur AZ, la litière est caractérisée par une épaisseur moyenne de 4.59 ± 1.44 cm et d'une masse surfacique de 1111 ± 295 g m⁻² tandis que sur HE la litière est caractérisée par une épaisseur moyenne de 3.88 ± 1.18 cm et d'une une masse surfacique de 1417 ± 582 g m⁻². La masse surfacique de la litière de HE est significativement plus faible (pvalue = 0.005) que celle d'AZ tandis que son épaisseur est significativement plus élevée (pvalue = 0.02). Les épaisseurs mesurées au sein d'un même transect sont très variables et ne permettent pas de distinguer des différences entre les échantillons prélevés sur le passage des roues du cloisonnement et la bande boisée (pvalue = 0.09, non significative). A l'inverse et contre toute attente, la masse surfacique moyenne des litières mesurée est réduite de -12 g m⁻² (pvalue = 0.93, non significative) au niveau du passage des roues et de -637

g m^{-2} ($p\text{-value} = 0.002$, significative) au centre du cloisonnement. La présence d'ornièrè suggèrerait une accumulation de litière qui n'est pas mesurée ici. Nous considèrerons donc une litière homogène sur le cloisonnement et la bande boisée et feront l'hypothèse par la suite qu'elle n'évolue pas au cours du temps (pas de décomposition).

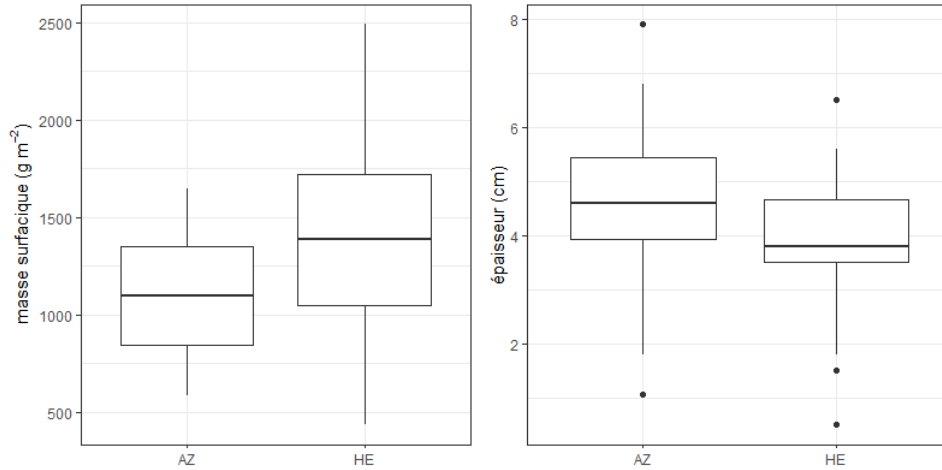


FIGURE 5.3 – Variabilité de la masse surfacique (g m^{-2}) et de l'épaisseur de la litière (cm), et comparaison des sites d'AZ et de HE.

La masse de la litière augmente avec son épaisseur (voir Fig. 6.18 de l'annexe IV). Nous avons choisi d'appliquer une relation exponentielle pour que la courbe passe par l'origine ce qui a pour effet de d'augmenter le coefficient de corrélation dont la valeur est de $r^2 = 0.35$ pour AZ et $r^2 = 0.51$ pour HE par rapport à une relation linéaire dont l'origine est forcée.

La capacité de stockage maximale

Plusieurs études (Putuhena et Cordey, 1996; Sato et al., 2004; Li et al., 2013; Ilek et al., 2015) ont montré que la capacité maximale de stockage évolue linéairement avec l'augmentation de la masse de la litière mais pas avec son épaisseur. Dans cette partie nous cherchons à vérifier cette observation et à mesurer la capacité de stockage maximale des litières de HE et AZ afin de paramétrer le modèle.

La capacité de stockage maximale de la litière est essentiellement corrélée à la masse surfacique par une régression linéaire définie par un coefficient de corrélation $r^2 = 0.85$ pour AZ et $r^2 = 0.65$ pour HE (Fig. 5.4). Ce résultat conforte les études de plusieurs auteurs menées sur des litières de pins et d'eucalyptus (Putuhena et Cordey, 1996), de conifères et d'hêtres endémiques du japon (Sato et al., 2004), de chênes, érables, pins et thuyas (Li et al., 2013) et de hêtres et de sapins (Ilek et al., 2015). La capacité de stockage maximale de la litière prélevée sur AZ ($4.35 \pm 1.80 \text{ mm}$) est plus élevée que celle prélevée sur HE ($3.32 \pm 1.32 \text{ mm}$). Cette différence peut s'expliquer par la nature des feuilles

composant la litière, hêtres pour AZ et un mélange de hêtres, chênes et charmes pour HE, et par leur agencement. En effet la capacité de stockage d'une litière forestière peut être affectée par le degré de décomposition de la matière organique mais aussi du potentiel de mouillabilité des matériaux la composant, de sa densité et de sa porosité (Ilek et al., 2015).

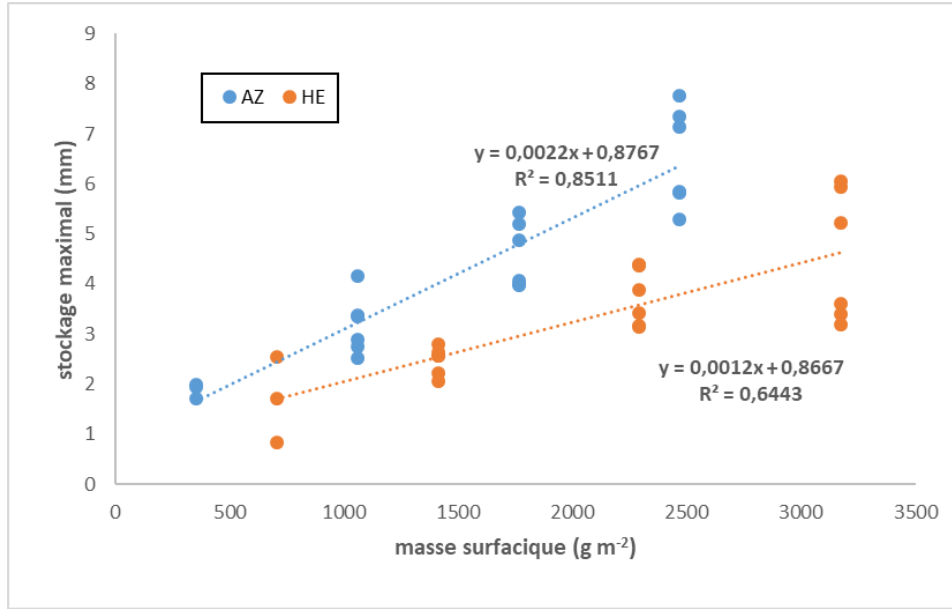


FIGURE 5.4 – Relation entre le stockage maximal (mm) des litières de HE et AZ avec la masse surfacique (g m⁻²).

Évaporation

Dans cette partie nous étudions la dynamique d'évaporation de la litière seule puis de la litière disposée sur une couche de sol. L'objectif ici est (i) de tester la fonction d'atténuation $g(\theta)$ utilisée dans le modèle et (ii) d'estimer le paramètre ϵ de l'équation 2.18 permettant de réduire la quantité d'eau évaporée selon l'état hydrique de la litière.

L'ajustement de l'équation 2.17 avec les données expérimentales a permis d'estimer la valeur du paramètre ϵ de la fonction d'atténuation de la quantité d'eau évaporée selon l'état hydrique de la litière :

$$\frac{E_{lit}}{E_{lit}^{pot}} = \left(\frac{\theta - \theta_{lit}^{min}}{\theta_{lit}^{max} - \theta_{lit}^{min}} \right)^\epsilon \quad (5.4)$$

avec E_{lit} et E_{lit}^{pot} : l'évaporation réelle et potentielle de la litière (mm),

θ_{lit}^{max} et θ_{lit}^{min} : les teneurs en eau minimale et maximale de la litière (m³ m⁻³), ici nous considérons θ_{lit}^{min} nulle,

ϵ : le coefficient de pondération à estimer.

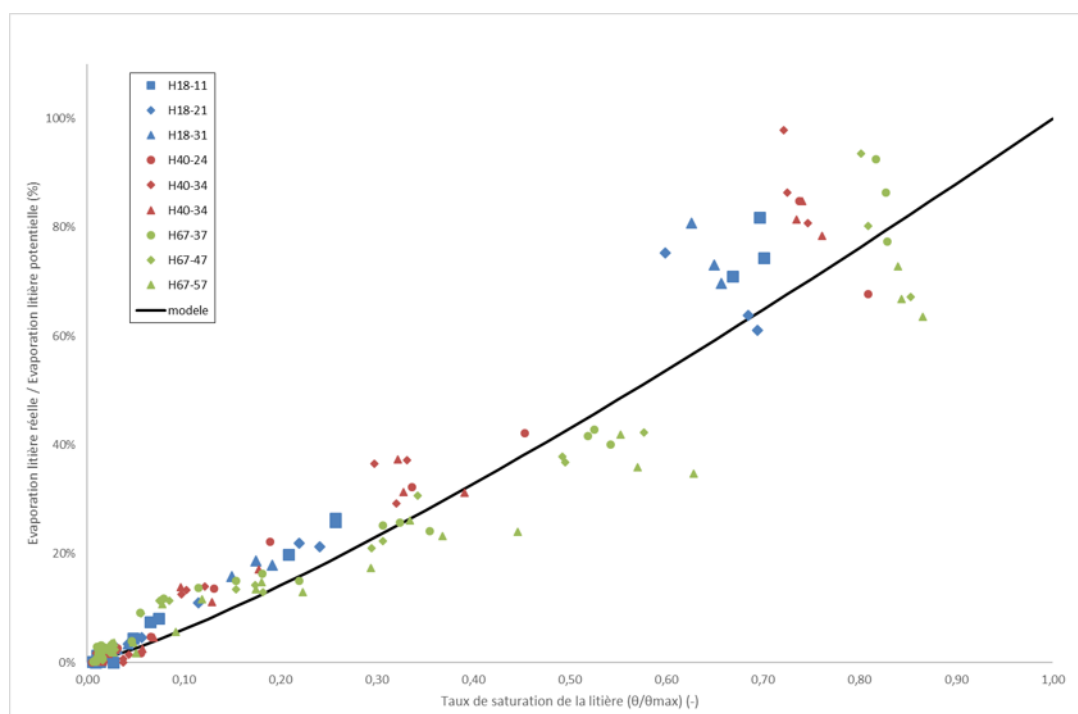


FIGURE 5.5 – Ajustement de la courbe d’atténuation de l’évaporation utilisée dans le modèle avec les données expérimentales issues des expériences menées sur les cylindres sol + litière de HE. Dans la légende : HX-Y, le X correspond à la masse (en g) de la litière et Y correspond à son épaisseur (en mm).

La figure 5.5 montre un exemple de l’ajustement entre le modèle et les données expérimentales issues d’une litière prélevée à HE disposée sur du sol. Dans ce cas, le paramètre ϵ est estimé à 1.2 avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0.99$. Les autres résultats sont présentés dans le tableau 5.5.

Tableau 5.5 – Résultats de l’ajustement de l’équation 5.4 avec les données expérimentales.

site	AZ		HE	
cylindre	litière	litière+sol	litière	litière+sol
ϵ	1.33	1.55	1.08	1.21
r^2	0.87	0.80	0.95	0.99
rmse	0.008	0.10	0.06	0.10

La fonction utilisée dans le modèle représente correctement le flux d’évaporation mesuré dans les litières de HE et AZ, les coefficients de corrélations sont compris entre 0.8 et 0.99. L’action de la pondération sur le flux d’évaporation est plus élevée sur HE et sur les cylindres sol + litière. Le facteur de pondération mesuré est plus élevé dans le cas de la litière seule ce qui signifie que pour une même teneur en eau de la litière, la quantité d’eau évaporée est plus importante en absence de sol. Cela s’explique par le fait que dans le cas d’un cylindre de litière seule, la demande est entièrement satisfaite par cette dernière alors qu’en présence de sol, la demande est satisfaite par la litière et le sol. En

s'évaporant, le sol va augmenter progressivement la teneur en eau de la litière et de l'air environnant, diminuer le gradient de pression de vapeur entre la surface de la litière et l'atmosphère alentour et donc réduire la demande climatique. Les expérimentations ont permis d'estimer le facteur de pondération du flux selon l'état hydrique de la litière. Nous avons choisi d'utiliser les valeurs mesurées sur les cylindres composés de sol et de litière afin de se rapprocher au plus près des conditions réelles.

Interception de la litière

La fraction de la demande climatique interceptée par la litière dépend du coefficient d'extinction k_{lit} fixé à 0.075 (Findeling, 2001) et par le taux de couverture de la litière τ_c (Eq. 2.14). Ce dernier est défini par la relation suivante :

$$\tau_c = \alpha \cdot m_{lit} + \beta \cdot \sqrt{m_{lit}} \quad (5.5)$$

avec α et β : des paramètres empiriques à estimer,
 m_{lit} : la masse de la litière (kg).

Nous estimons des valeurs de α et β pour que la litière intercepte 80% de la demande climatique arrivant en son sommet.

Comme le taux de couverture intervient également dans l'interception des pluies par la litière (Eq. 2.12), il ne doit pas être supérieur à 1 au risque d'intercepter une fraction d'eau plus importante que les précipitations arrivant à la surface de la litière. Nous avons donc :

$$R_{lit}(t) = P(t) \cdot \max(\tau_c, 1) \cdot f(\theta) \quad (5.6)$$

5.1.3 Le compartiment "racines"

La caractérisation du système racinaire à l'aide de la méthode des impacts sur les 8 fosses pédologiques (voir §3.2.1) a permis d'établir une relation linéaire moyenne, présentée figure 5.6, de la densité racinaire d_{rac} ($m^2 m^{-3}$) avec la profondeur z (cm) sous le peuplement (traitement control) et sous le cloisonnement (traitement tassé). La densité racinaire est plus faible dans le sol circulé et cette différence est homogène le long du profil, les équations des régressions linéaires sont :

$$\rho_{racines}^{control} = 0,45 - 0.005 \cdot z \quad (r^2 = 0.59) \quad (5.7)$$

$$\rho_{racines}^{tass} = 0,40 - 0.005 \cdot z \quad (r^2 = 0.64) \quad (5.8)$$

avec $\rho_{racines}$: la densité racinaire ($m^2 m^{-3}$),
 z : la profondeur (cm).

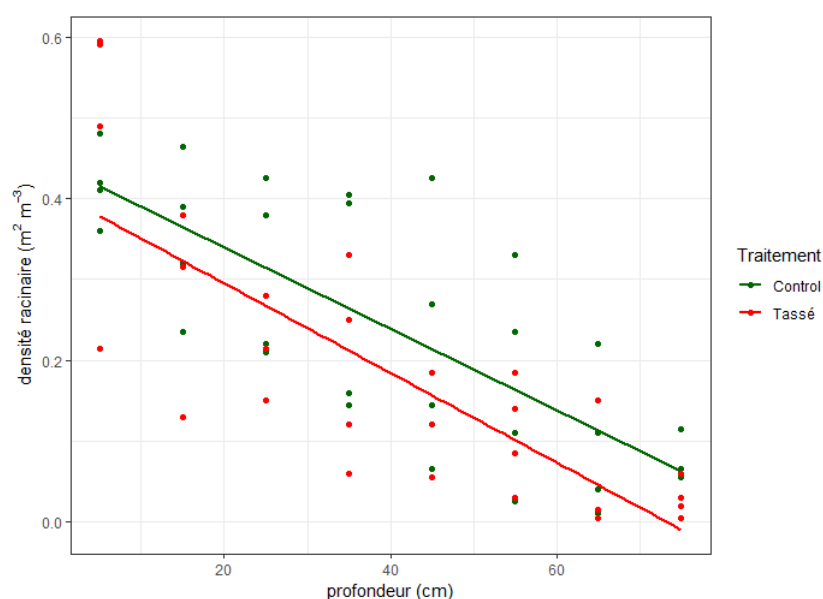


FIGURE 5.6 – Relation linéaire entre la densité racinaire mesurée et la profondeur et comparaison entre le profil sous cloisonnement (Tassé) avec le profil sous la zone non circulée (Control).

Les systèmes racinaires étudiés dans cette étude sont similaires et présentent un profil de densité racinaire à décroissance régulière. Cependant il existe deux autres types de profils racinaires mis en évidence par Curt et al. (1998) : le profil à décroissance brusque et le profil «à deux ventres». Le type de profil racinaire dépend du peuplement et des conditions environnementales. Ces équations permettent seulement de paramétrer le modèle pour des peuplements feuillus de type chênaie et charmaie sur des sols épais à dominance limoneuse. Les sols tassés sont en général peu favorables au développement racinaire par réduction de la quantité d'eau extractible et par difficulté de pénétration des racines. Nous avons mesuré une perte moyenne de 11% des racines sur l'ensemble du profil alors que Nadezhdina et al. (2012) ont mesuré, suite à la circulation d'un engin dans un peuplement d'épicéas, une perte de la densité de racines de 33% dans l'horizon superficiel un sol sablo-limoneux et de 22% dans l'horizon superficiel d'un sol limoneux. L'impact sur les racines semble moindre dans notre étude, ces écarts peuvent s'expliquer par les conditions de circulations différentes (pression exercée au sol et état hydrique du sol). Parfois le tassement peut même être bénéfique pour le système racinaire puisque davantage d'eau est disponible (Cambi et al., 2015). La profondeur maximale d'investigation des racines observée dans cette étude ne dépasse pas 80 cm, ce qui semble superficiel pour des arbres. Quentin et al. (2001) ont mesuré un profil racinaire similaire sur le site de HE. Cette faible profondeur d'investigation des racines peut s'expliquer par la présence d'une zone saturée une grande partie de l'année en profondeur empêchant les peuplements de s'alimenter correctement en eau et nutriments par des phénomènes d'anoxie.

Tableau 5.6 – Paramètres du modèle caractérisant les compartiments "plante-litière-racines"

Paramètres	Description	Valeur	Unité	Référence
Partage de la demande climatique				
K_c	Coefficient cultural : facteur multiplicatif de ET_0 selon le type de culture	1	(-)	fixé
k_{canop}	Coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert pour la canopée	0.43	(-)	mesuré
$k_{litière}$	Coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert pour la litière	0.075	(-)	Findeling (2001)
LAI_{max}	Indice foliaire maximal	6(AZ), 5(HE)	$m^2 m^{-2}$	Breuer et al. (2003)
Interception de la pluie par la canopée et évaporation				
$R_{c,max}$	Capacité de stockage maximale de la canopée	0.0006	$m LAI^{-1}$	Findeling (2001)
α_{canop}	Coefficient empirique de propension à l'interception par le couvert végétal	1	(-)	fixé
Transpiration et prélèvement racinaire				
$d_{rac}(z)$	Profil de densité racinaire	Eq. 5.7, 5.8	$m^3 m^{-3}$	mesuré
Interception de la pluie par la litière et évaporation				
$\rho_{litière}$	Densité volumique des éléments de la litière	1.57(AZ), 2.8(HE)	$kg m^{-3}$	mesuré
$\alpha_{litière}, \beta$	Paramètres empiriques utilisés pour calculer le taux couverture de la litière	$\alpha = 6$ et $\beta = 14$	(-)	fixé
m_{lit}	Masse surfacique maximale de la litière en contact avec le sol	1.1(AZ), 1.4(HE)	$kg m^{-2}$	mesuré
θ_{lit}^{max}	Teneur en eau maximale de la litière	0.10(AZ), 0.07(HE)	$m^3 m^{-3}$	mesuré
θ_{lit}^{min}	Teneur en eau minimale de la litière	0	$m^3 m^{-3}$	fixé
α_{pluie}	Coefficient empirique permettant de régler la sorption maximale	1	(-)	fixé
ϵ	Paramètre de contrôle du taux d'évaporation de la litière	1.21(AZ), 1.55(HE)	(-)	mesuré
γ	Longueur caractéristique pour calculer un gradient hydrique pour les transferts d'eau du sol vers la litière	0.0001	m	fixé
δ	Critère de convergence pour l'équation simulant la sorption de la litière	1	(-)	fixé

5.1.4 Qualité des simulations après le paramétrage de la pompe évaporative du modèle

Dans cette partie, nous vérifions la cohérence et les ordres de grandeur des différents flux calculés par le modèle. Pour cela, nous regardons : (i) la réponse du modèle à la demande climatique et (ii) le partage des flux d'eau dans chacun des compartiments "atmosphère-canopée-litière-sol".

Les simulations :

Le modèle a été paramétré avec les données récoltées sur les sites d'AZ et de HE. Nous avons utilisé les paramètres présentés dans le tableau 5.6 pour définir le couvert végétal et la litière. Le profil de sol, d'une profondeur de 100 cm, est divisé en 3 couches dont les bornes correspondent aux limites des horizons pédologiques. Une condition à la limite inférieure de drainage libre a été prescrit à la base du profil. Le profil de teneur en eau initiale est fixé en accord avec les valeurs mesurées par les centrales d'acquisition. Les deux premières couches sont caractérisées par les paramètres hydrodynamiques estimées avec la méthode BEST. Comme ceux de la couche profonde n'ont pas été mesurés, nous avons fait l'hypothèse que les paramètres hydrodynamiques des couches 2 et 3 sont identiques sauf pour le K_{sat} qui est réduit d'un facteur 10 dans la couche profonde. Le profil est discrétisé selon une grille composée de 250 noeuds où l'écoulement de l'eau est calculé. Les noeuds sont distribués tous les 50 mm dans les couches et tous les 5 mm proche des limites de couche.

Nous avons choisi de traiter deux périodes de 4 mois aux conditions climatiques contrastées : (i) la période hivernale du 20/11/2017 au 20/03/2018 marquée par une pompe évapotranspirative ralentie et des précipitations cumulées élevées et (ii) la période estivale du 20/05/2017 au 20/09/2017 marquée par une activité maximale de la pompe évapotranspirative et des épisodes orageux. Les chroniques climatiques sont présentées figure 5.7. La période estivale est caractérisée sur AZ par 282 mm de précipitations également réparties et 466 mm d'ET0. Sur HE, elle est caractérisée par 365 mm de précipitations, ponctuées d'un événement orageux début juin à l'origine d'une centaine de mm précipitées en quelques jours, et de 496 mm d'ET0. La période hivernale est caractérisée par des précipitations d'intensités plus importantes également réparties sur la période représentant respectivement sur AZ et HE un total de 300 mm et 420 mm. La demande climatique est légèrement plus élevée sur AZ et représente 81 mm contre 72 mm sur HE.

La demande climatique :

Le tableau 5.7 présente les différents flux d'évapotranspiration potentielles et réelles simulés par le modèle. Lorsque le couvert végétal est développé, environ 9.5% de la demande

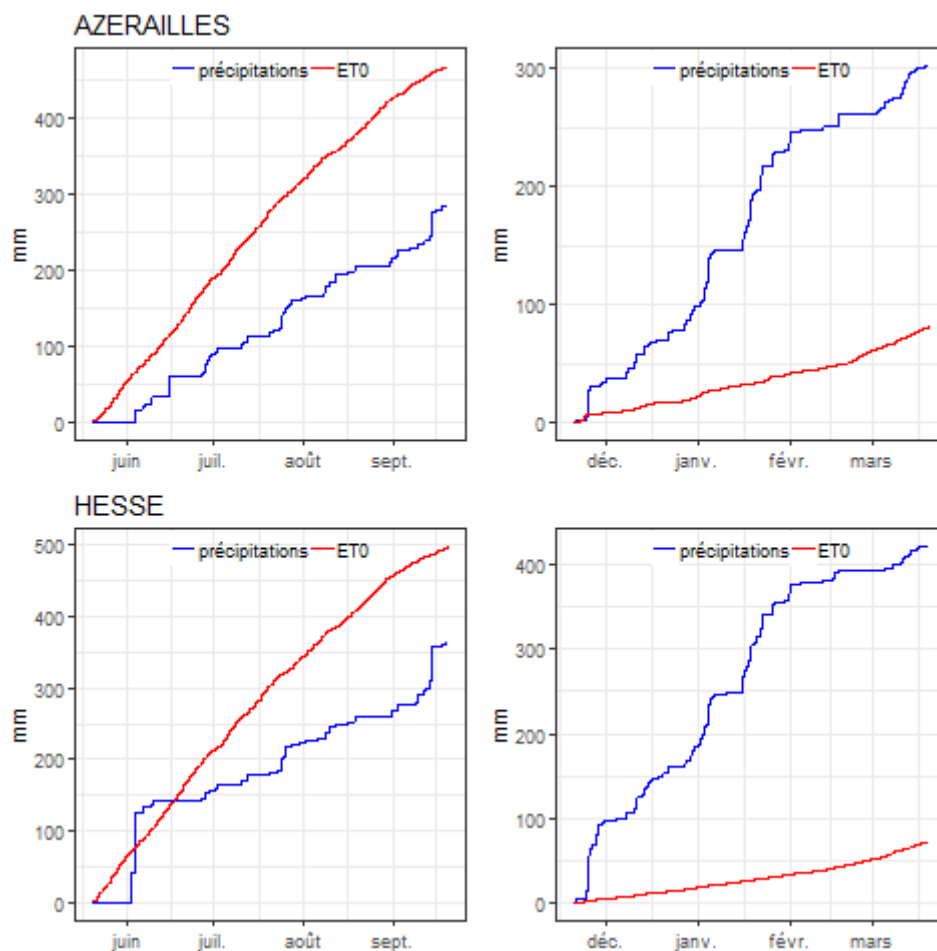


FIGURE 5.7 – Précipitations et demande climatique cumulées d’AZ et HE sur les périodes étudiées.

climatique traverse la canopée et arrive au sol. 80% de cette dernière est appliquée à la litière, le reste étant appliquée au sol. Entre 70 et 72% de la demande climatique appliquée à la canopée est utilisée pour la transpiration. Quelle que soit la période, l’évapotranspiration potentielle est quasiment satisfaite. La différence s’explique principalement par un déficit de la transpiration lorsque le prélèvement racinaire ne peut s’opérer totalement en période de stress hydrique. Le système racinaire prélève en moyenne 2.3 mm d’eau par jour. En hiver, l’ensemble de la demande climatique se partage entre la litière et le sol où seul le processus d’évaporation est possible.

Le bilan de masse :

La quantité d’eau conservée dans le système sol-litière-canopée peut être calculée de deux manières différentes, à partir de :

- La différence entre les flux entrants (précipitations) et sortants (évaporation, transpiration, drainage et ruissellement),
- La somme des quantités d’eau stockées dans chaque compartiment sol-litière-canopée

Tableau 5.7 – Partage de la demande climatique et flux simulés par le modèle.

Flux (mm)	AZ		HE	
	estivale	hivernale	estivale	hivernale
Evapotranspiration de référence	466.4	80.9	392.7	72.3
Evapotranspiration réelle	465.2	70.7	391.9	57.3
Evapotranspiration de la canopée potentielle	416.8	0	364.4	0
Evapotranspiration de la canopée réelle	386.8	0	310.6	0
Transpiration potentielle	302.8	0	267.8	0
Transpiration réelle	272	0	214	0
Evaporation de la litière potentielle	38.6	56.4	24.8	48.5
Evaporation de la litière réelle	23.5	33.6	11	23.3
Evaporation du sol potentielle	9.8	14.3	4.5	8.8
Evaporation du sol réelle	9.1	13.4	4.1	8.1

déduits de la différence entre la quantité d'eau présente au début et à la fin des simulations.

La comparaison de ces deux valeurs permet de contrôler le bilan hydrique simulé par le modèle puisque la variation du stock d'eau contenu dans le système doit être égale à la différence des flux entrants et sortants : $\Delta \text{Stock} = \text{Flux entrants} - \text{Flux sortants}$. Un stock d'eau négatif, signifie que le système a perdu de l'eau sur les 4 mois de simulations. Les valeurs cumulées au cours de la période de simulation pour chaque flux et les variations de stock d'eau sont présentés dans le tableau 5.8. Le bilan de masse est résolu avec une précision comprise entre 0.1 et 2.1% sur les quatre mois de simulations. Les processus en jeu dans le bilan hydrique sont correctement prédits par le modèle.

Le partage des flux d'eau simulé dans chacun des compartiments du système étudié est cohérent. En été, les flux d'eau générés par la transpiration sont les plus importants dans le bilan de masse tandis qu'en hiver il s'agit du drainage profond.

5.2 Le paramétrage du profil de sol selon différentes stratégies

Dans cette partie nous vérifions la qualité de restitution de la dynamique hydrique $\theta(t)$ des différents horizons du profil de sol par le modèle. Plusieurs jeux de paramètres hydrodynamiques (PH) ont été utilisés afin d'évaluer leur influence sur la prédiction de $\theta(t)$. Tester différents jeux de données, se distinguant par leur niveau de complexité d'estimation des PH, nous permettra d'évaluer qu'elle stratégie adopter dans la mise en opération du modèle :

- **Les paramètres hydrodynamiques estimés par la méthode BEST, notés PH_{BEST}** . Dans ce cas, des mesures expérimentales sont nécessaires. Elles peuvent

Tableau 5.8 – Bilan de masse des simulations réalisées en périodes estivales et hivernales sur AZ et HE

Flux et stocks (mm)	AZ		HE	
	estivale	hivernale	estivale	hivernale
Précipitations	283.2	301.1	223	420.2
Evaporation de la canopée réelle	114.4	0	96.7	0
Transpiration réelle	272.3	0	198.4	0
Evaporation de la litière réelle	23.5	33.6	23.1	23.3
Evaporation du sol réelle	9.1	13.4	4.1	8.12
Ruissellement	0	0	0	0
Flux en profondeur	4.1	198.3	7.1	372.4
$\sum$ Flux	-140.2	55.8	-106.4	16.38
Variation du stock dans la canopée	0.7	0	2.6	0
Variation du stock dans la litière	0	0	0	0
Variation du stock dans le sol	-146.8	55.5	-105.1	14.5
$\sum$ Stock	-146.1	55.5	-102.5	14.5
$\sum$ Stock - $\sum$ Flux	5.9	0.3	-3.9	1.88
Précision (%)	2.1	0.1	1.7	0.4

être facilement réalisées par le gestionnaire forestier en comparaison aux mesures expérimentales en laboratoire.

- **Les paramètres hydrodynamiques optimisés, notés PH_{OPTIM}** . Dans ce cas, l'utilisation de méthodes de modélisation d'inversion sont nécessaires. Cette stratégie, plus complexe à mettre en oeuvre par le gestionnaire forestier, est vouée à des fins de recherche plus fondamentale.
- **Les paramètres hydrodynamiques estimés par une fonction de pédotransfert, notés PH_{FPT}** . Dans ce cas, des données simples et plus facilement accessibles, telles que la granulométrie, la teneur en matière organique ou la densité apparente, sont nécessaires. Cette stratégie correspond à la mise en opération ultime du modèle.

Pour apprécier la qualité du paramétrage du modèle, nous regardons l'ajustement de $\theta(t)$ simulée avec les teneurs en eau volumiques mesurées à AZ et HE sur la zone non circulée (Control). Nous évaluons la qualité de l'ajustement par le RMSE (Root Mean Square Error) et le critère de Nash-Stucliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) NSE calculés sur les trois derniers mois de la simulation, le premier mois étant utilisé pour caler le modèle. Le RMSE mesure l'écart type des résidus du modèle (Eq. 5.9). Plus sa valeur est faible, plus sa performance est importante. NSE mesure l'erreur quadratique entre les données observées et simulées normalisée par la variance des données observées (Eq. 5.10). Un NSE = 1 correspond à un ajustement parfait entre les données simulées et observées. Un NSE = 0 signifie que le modèle est plus précis que la moyenne des données observées. Enfin un NSE < 0 signifie que la moyenne des données observées est un meilleur prédicteur que le

modèle. Ainsi, l'ajustement s'améliore lorsque le RMSE tend vers 0 et que le NSE tend vers 1.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Sim_i - Obs_i)^2} \quad (5.9)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Sim_i - Obs_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Sim_i - \overline{Obs})^2} \quad (5.10)$$

5.2.1 Simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques estimés par la méthode BEST

Dans un premier temps, nous traitons les simulations effectuées avec les PH_{BEST} sur AZ et HE en période estivale et hivernale. La comparaison des données observées et simulées par le modèle est présentée en figure 5.8 pour AZ et en figure 5.9 pour HE. Les valeurs des critères de qualité d'ajustement des simulations sont présentées dans le tableau 5.9.

Simulations sur Azerailles

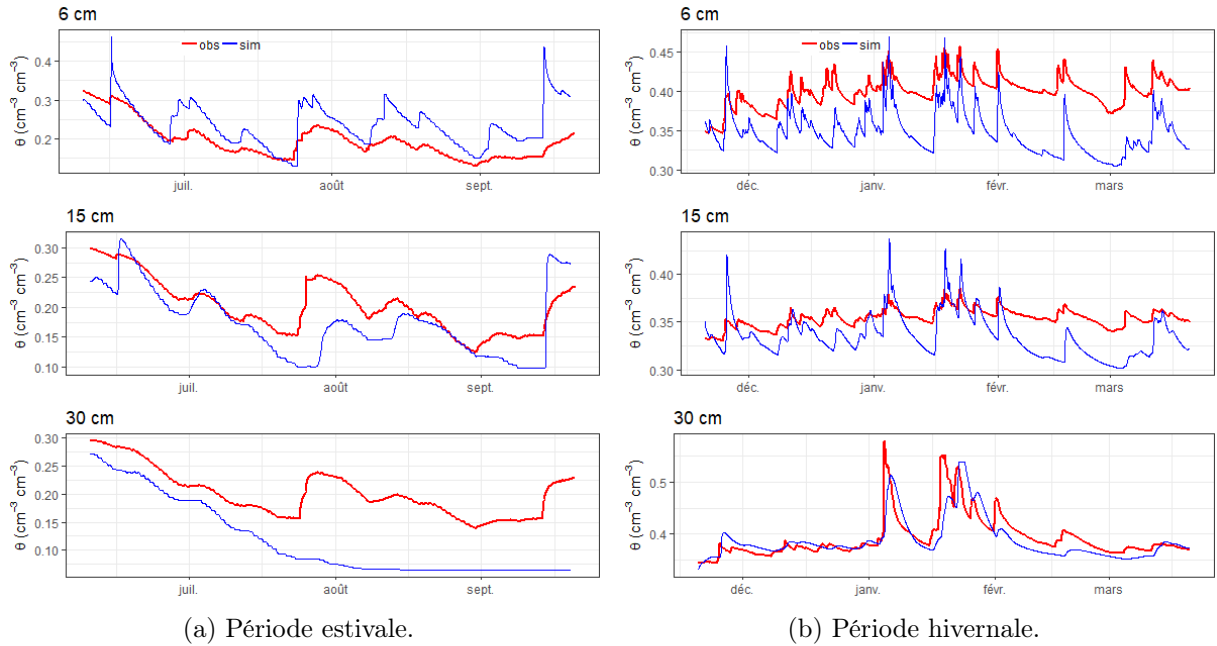


FIGURE 5.8 – Comparaison des données observées et simulées sur AZERAILLES en zone non circulée (Control).

Sur AZ, en période estivale (Fig. 5.8a), l'évolution de la teneur en eau volumique $\theta(t)$ est correctement restituée par le modèle jusqu'à 15 cm de profondeur. Le début des phases d'humectation et de dessiccation simulées par le modèle sont identiques avec les données observées, cependant l'amplitude simulée des variations de θ pendant l'humectation est plus élevée. A 15 cm, nous observons un temps de retard du début de l'humectation par

rapport aux données observées. A 30 cm de profondeur, le modèle restitue un assèchement drastique de l'horizon non mesuré dans la réalité. Une bonne concordance entre les mesures et la simulation en juin et juillet est observée. A la fin du mois de juillet, les mesures montrent (i) l'arrêt de la dynamique d'assèchement (ii) et la réhumectation ponctuelle suite à un épisode pluvieux. Ces deux tendances ne sont pas restituées par le modèle qui ne simule pas l'arrivée du front d'humectation et poursuit la dynamique de dessèchement du sol à cette profondeur. Cette tendance est également observée à 55 cm mais dans une moindre mesure. Le front d'infiltration n'atteint pas cette partie du profil (graphiques non présentés).

En période hivernale (Fig. 5.8b), le modèle restitue qualitativement la dynamique hydrique mais θ est sous-estimée, surtout en surface. L'amplitude simulée de la variation de θ pendant la phase d'humectation est plus élevée que celle mesurée à 6 et à 15 cm. A 30 cm de profondeur, les pics mesurés entre janvier et février liés à la formation d'une nappe temporaire sont correctement restitués mais avec un temps de retard. Cette différence peut être introduite par le biais engendré lors de la mauvaise installation des capteurs capacitifs. Il est possible que le drainage mesuré soit trop rapide par rapport à la réalité (voir la section 3.3.1).

Simulations sur Hesse

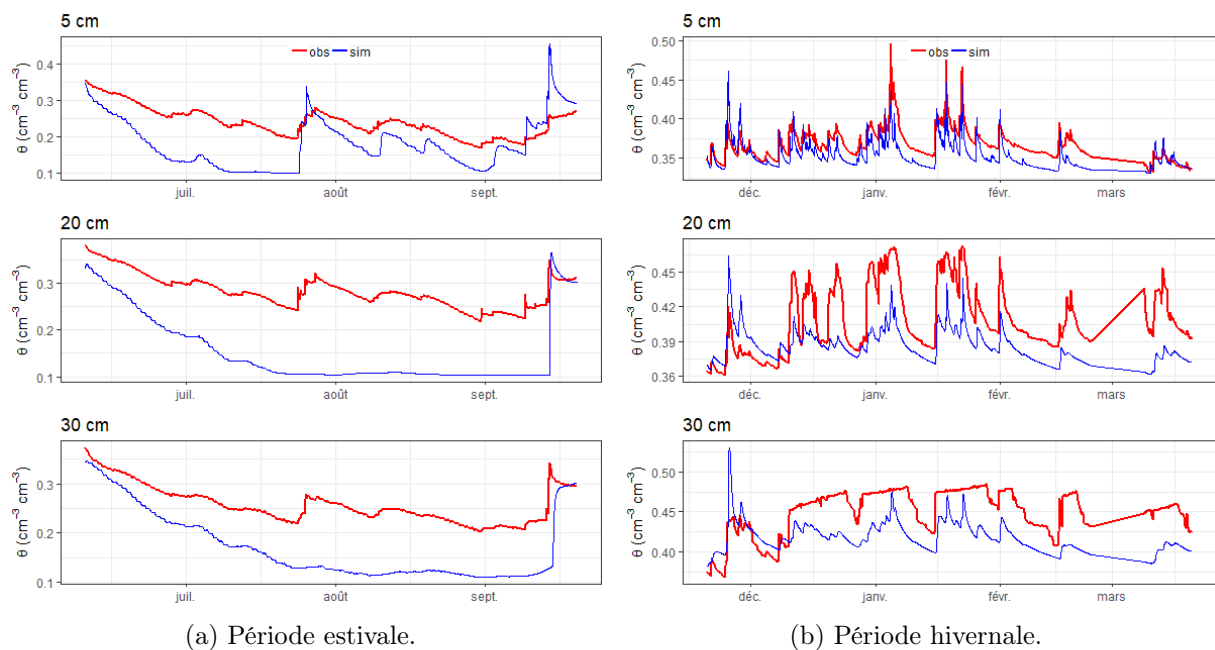


FIGURE 5.9 – Comparaison des données observées et simulées sur HESSE en zone non circulée (Control).

Sur HE, en période estivale (Fig. 5.9a), le modèle restitue des humidités très inférieures

à la réalité dès la surface. Le front d'infiltration n'atteint pas les 20 cm de profondeur provoquant l'assèchement du bas de profil. Fin septembre, un épisode pluvieux de 50 mm humecte instantanément le profil jusqu'à retrouver des humidités similaires aux mesures. Les observations sur le terrain suggèrent que même en plein été, une nappe d'eau est présente dans le profil de sol. La présence de cette nappe peut s'expliquer d'une part par la présence du substratum peu perméable vers 1 m de profondeur et d'autre part par la localisation du site dans une dépression locale. Ceci n'est pas pris en compte dans le modèle car nous avons imposé une condition limite inférieure de type « drainage libre » qui ne permet pas de simuler la présence d'une nappe. L'absence de prise en compte de cette nappe peut expliquer l'assèchement du profil simulé en été. Nous n'avons cependant pas de mesure de la profondeur de la nappe.

En période hivernale (Fig. 5.9b), le modèle restitue correctement l'évolution de θ avec des écarts, pendant les phases de dessiccation, inférieurs à $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ à 5 et 20 cm de profondeur et pouvant atteindre $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ à 30 cm. A 20 cm, l'amplitude des alternances d'humectation/dessiccation est plus faible que celle mesurée, s'expliquant par le biais généré par l'installation des capteurs. En profondeur, les périodes de saturation temporaires ne sont pas restituées par le modèle.

Critères d'ajustement

Le RMSE est compris entre 0.02 et $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en période estivale et entre 0.02 et $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en période hivernale. Le NSE est toujours négatif. En absence de calibration, les performances du modèle sont mauvaises.

Tableau 5.9 – Critères de qualité de l'ajustement des simulations exécutées avec les PH_{BEST}

période	prof. (cm)	AZ			HE		
		6	15	30	5	20	30
estivale	RMSE	0,07	0,05	0,11	0,07	0,15	0,11
	NSE	-5,56	-1,52	-14,8	-5,89	-35,3	-16,95
hivernale	RMSE	0,07	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05
	NSE	-23,3	-24,6	-0,05	-0,71	-2,79	-5,4

Finalement, nous avons observé plusieurs soucis d'ajustement du modèle pouvant s'expliquer de la manière suivante :

- L'amplitude des pics d'humectation est surestimée quelle que soit la période considérée. Nous pouvons l'expliquer par (i) les grandes valeurs de θ_{sat} mesurées correspondant à des sols très poreux, (ii) des K_{sat} trop élevées ou bien (iii) des flux d'eau trop importants arrivants à la surface du sol.
- En hiver, la sous-estimation de l'humidité en haut de profil peut être compensée par le changement de condition limite à la base du profil de sol : changer la condition

limite de type « drainage libre » par une condition limite de type Dirichlet avec un potentiel matriciel positif permet de simuler la présence continue d'une nappe d'eau libre, la profondeur de la nappe étant fonction de la valeur du potentiel matriciel imposé. Ce type de condition limite va générer des flux ascendants de la base du profil de sol vers les horizons superficiels pouvant réduire l'écart entre les simulations et les observations.

- En été, le modèle assèche drastiquement la couche intermédiaire du profil. Ce phénomène peut s'expliquer par (i) une mauvaise répartition du prélèvement racinaire, or la majorité du prélèvement s'effectue dans le premier horizon, (ii) la condition limite de "drainage libre" qui empêche l'alimentation du profil par le bas ou bien (iii) une mauvaise représentation de la courbe de rétention dans les gammes d'humidités faibles.

Les simulations réalisées avec les PH_{BEST} ne permettent pas de restituer correctement la dynamique hydrique des sols mais nous ont permis de mettre en évidence des sources d'incertitudes pouvant jouer sur la simulation de la dynamique hydrique des sols : il s'agit de la condition limite inférieure et des paramètres hydrodynamiques.

5.2.2 Simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques optimisés

Dans cette partie, nous testons la réponse du modèle aux sources d'incertitudes mises en évidence par l'analyse des simulations réalisées avec les PH_{BEST} . Une analyse de sensibilité simplifiée est effectuée afin d'identifier les paramètres ayant une influence majeure sur la restitution de $\theta(t)$ et d'estimer de nouvelles valeurs calées.

Réponse du modèle à différentes sources d'incertitudes

(a) Le type de condition limite inférieure

Nous avons modifié le type de condition à la limite inférieure en imposant une condition limite de type Dirichlet et en fixant la valeur du potentiel matriciel à une valeur positive : imposer un potentiel matriciel de + 20 cm à 100 cm de profondeur revient à simuler la présence d'une nappe à $100 - 20 = 80$ cm de profondeur. Nous avons fait varier la hauteur de nappe entre 90 et 60 cm de profondeur (Fig. 5.11a). Ajouter une nappe en profondeur permet de réalimenter le système par le bas du profil (remontées capillaires vers la surface) et de réduire le phénomène d'assèchement de la couche intermédiaire. Plus la nappe est profonde, moins le modèle est capable de restituer correctement la dynamique de $\theta(t)$. A partir de 60 cm de profondeur, le modèle surestime l'humidité et l'écart s'accroît avec le temps. Ainsi, simuler une nappe entre 70 et 90 cm de profondeur permet de réduire l'écart entre les données simulées et observées, mais ne permet toujours pas de simuler la phase de dessèchement au mois de juin.

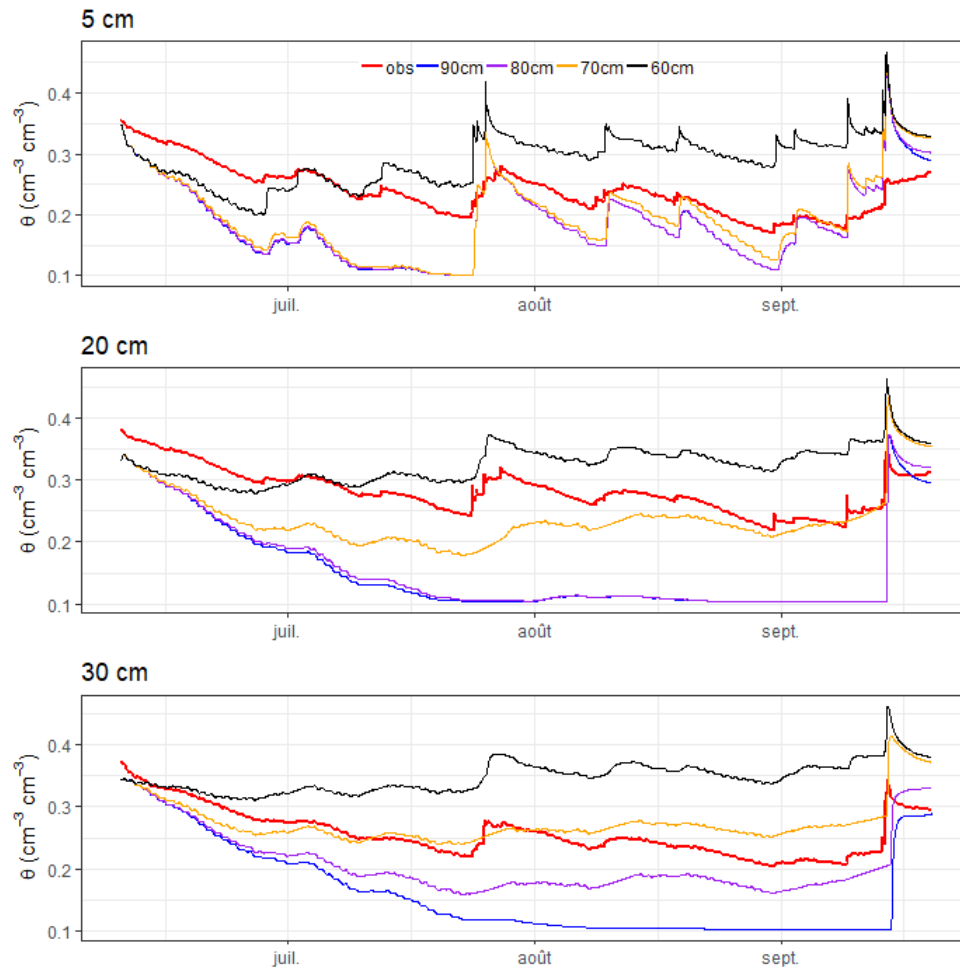


FIGURE 5.10 – Sensibilité du modèle à la variation de la hauteur de la nappe imposée par une condition limite de type Dirichlet sur HESSE en période estivale.

Nous avons constaté en hiver la formation d'une nappe temporaire à 50 cm sur HE. Jusqu'à présent, nous avons fixé une condition de drainage libre en bas de profil ne permettant pas de prendre en compte l'effet d'une nappe sur la dynamique hydrique de surface. Nous avons là aussi modifié la condition limite inférieure en fixant un potentiel matriciel de 0.5 m permettant de simuler une hauteur de nappe à 50 cm de profondeur (Fig. 5.11b). Le modèle restitue alors une meilleure évolution de l'humidité en surface. A partir de 20 cm, l'amplitude de l'humectation est surestimée mais la fin des périodes de dessiccation est mieux restituée. Les RMSE (NSE) calculés sont les suivants : 0.01 (0.3) à 5 cm, 0.02 (-0.3) à 20 cm et 0.02 (-0.9) à 30 cm de profondeur.

Finalement la nappe n'explique que partiellement les écarts de teneurs en eau et ne permet pas systématiquement d'ajuster correctement les données simulées et observées. D'autres facteurs, comme les paramètres hydrodynamiques, doivent être étudiés.

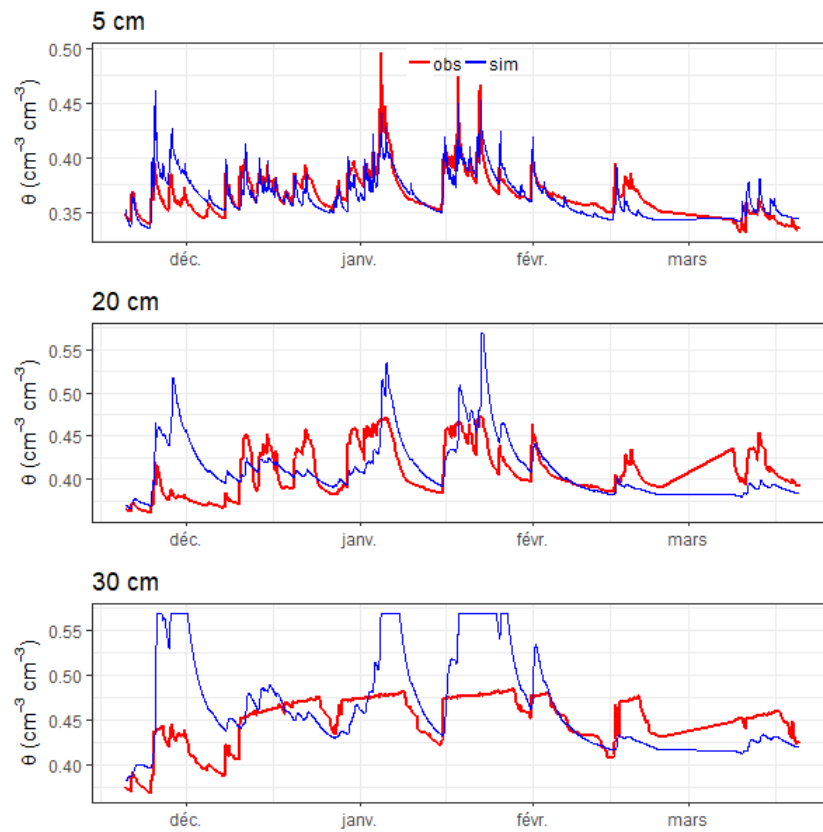


FIGURE 5.11 – Effet de la présence d’une nappe imposée par une condition limite de type Dirichlet sur HESSE en période hivernale sur l’ajustement des données simulées avec les données observées.

(b) Les paramètres hydrodynamiques

Nous avons réalisé une analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques dans l'objectif d'identifier le (ou les) paramètre(s) à l'origine du phénomène d'assèchement de la couche intermédiaire. L'analyse consiste à faire varier la valeur des paramètres hydrodynamiques un à un dans chacune des couches. Nous avons testé, pour chaque paramètre étudié (i.e. teneur en eau à saturation θ_{sat} , teneur en eau résiduelle θ_r , conductivité hydraulique à saturation K_{sat} , paramètres α et n de la courbe de rétention), 2 valeurs englobant la valeur estimée par la méthode BEST sur les deux sites et deux périodes. Nous présentons seulement les résultats issus des simulations d'AZ. L'analyse de sensibilité réalisée sur HE est fournie en annexe V. Nous étudions les deux périodes pour évaluer l'effet de la variation des PH sur différentes gammes d'humidités.

• La teneur en eau à saturation θ_{sat}

La teneur en eau à saturation θ_{sat} correspond à la quantité d'eau stockée dans la porosité d'un sol saturé. Plus la porosité est élevée, plus ce paramètre sera important. Nous avons réalisé des simulations avec les valeurs suivantes : 0.55, 0.50 et 0.45 m³ m⁻³. Leur comparaison (Fig. 5.12 en période estivale et Fig. 5.13 en période hivernale) montre que $\theta(t)$ diminue avec la valeur de θ_{sat} quelle que soit la période et la profondeur. Modifier la valeur de θ_{sat} ne change pas la taille des pics de variation de θ pendant les phases d'humectation puisque la saturation n'est jamais atteinte.

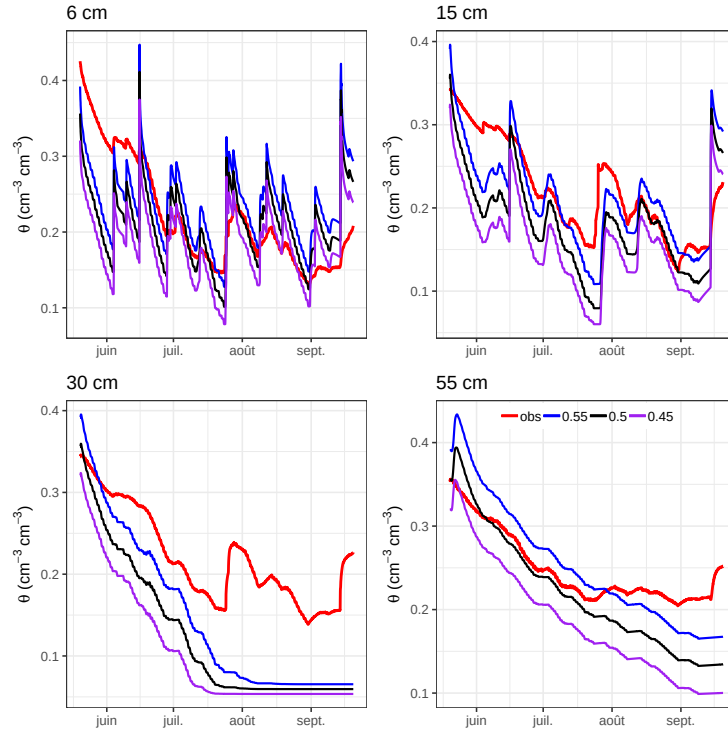


FIGURE 5.12 – Sensibilité du modèle à la variation de la teneur en eau à saturation θ_{sat} sur AZ en période estivale.

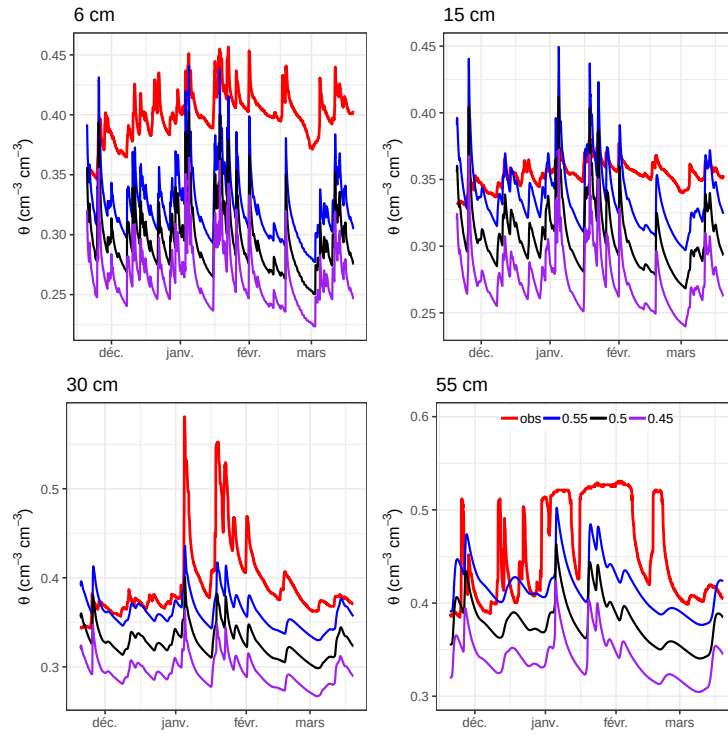


FIGURE 5.13 – Sensibilité du modèle à la variation de la teneur en eau à saturation θ_{sat} sur AZ en période hivernale.

- **La teneur en eau résiduelle θ_r**

La teneur en eau résiduelle θ_r qualifie la capacité d'un sol à retenir de l'eau liée à sa matrice en condition sèche. Cette eau ne participe pas aux transferts. La procédure BEST fixe θ_r nul pour simplifier la méthode de calcul. Nous avons réalisé des simulations avec des valeurs non nulles fixées à 0.1 puis 0.2 m³ m⁻³ sur chacune des couches (Fig. 5.14 en période estivale et Fig. 5.15 en période hivernale). La valeur de ce paramètre influence considérablement $\theta(t)$ en période estivale. Modifier θ_r implique également des changements dans l'allure de $\theta(t)$ et semble pallier le problème d'assèchement des couches intermédiaires. Plus θ_r augmente, plus le front d'infiltration se propage en profondeur. Fixer un θ_r à 0.1 m³ m⁻³ améliore considérablement l'ajustement de $\theta(t)$ simulé avec $\theta(t)$ observé (RMSE = 0.045 à 6 cm, 0.023 à 15 cm, 0.022 à 20 cm et 0.031 à 55 cm). En période hivernale, comme en période estivale, $\theta(t)$ augmente avec θ_r et la restitution de l'humidité est meilleure pour θ_r fixé à 0.1 m³ m⁻³ (RMSE = 0.041 à 6 cm, 0.016 à 15 cm, 0.039 à 30 cm). A 55 cm de profondeur, $\theta(t)$ est moins affectée par la variation de θ_r puisque la saturation est proche. Le θ_r influence fortement le régime hydrique du sol : il ne se contente pas de décaler $\theta(t)$ d'un facteur donné, il modifie aussi la dynamique de ressuyage.

La teneur en eau résiduelle influence considérablement la capacité du modèle à restituer correctement l'humidité. L'interprétation physique de ce dernier n'a pas encore été complètement résolue à cause de sa faible corrélation avec les propriétés du sol (Luckner et al., 1989; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993; Haverkamp et al., 2005). Afin de simplifier l'optimisation et de réduire le nombre de paramètre à ajuster avec les équations de van Genuchten (Van Genuchten, 1980) et Brooks and Corey (Brooks et Corey, 1964), θ_r est souvent considérée comme nulle. Selon Haverkamp et al. (2005), fixer un $\theta_r = 0$ mène une prédiction acceptable de la rétention de l'eau dans les sols grossiers ou pour des potentiels matriciels inférieurs à 10 m. Les sols étudiés dans l'observatoire sont composés de textures à dominance limoneuse et limono-argileuse. L'hypothèse de nullité du θ_r formulée dans la procédure de résolution des équations de rétention et de conductivité hydraulique des algorithmes BEST ne semble pas adaptée.

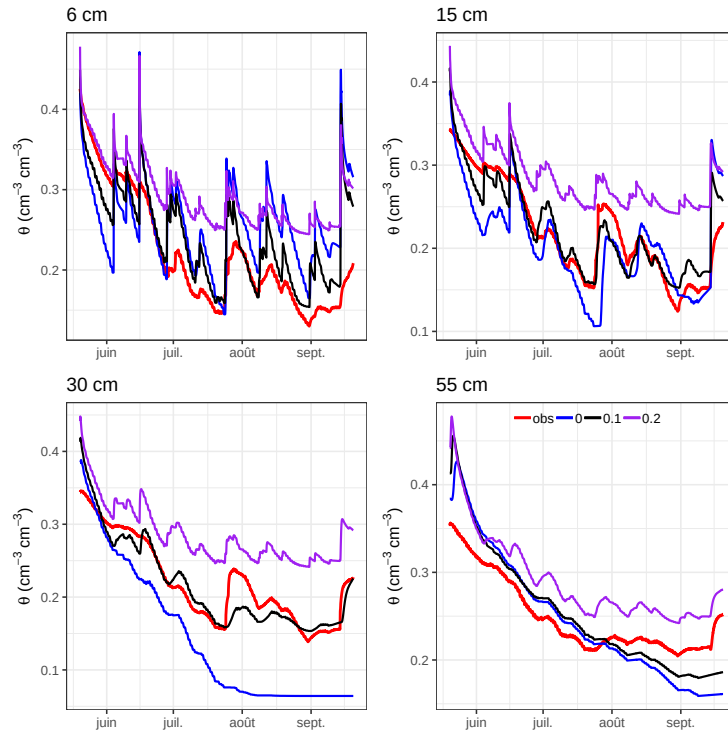


FIGURE 5.14 – Sensibilité du modèle à la variation de la teneur en eau résiduelle θ_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) sur AZ en période estivale.

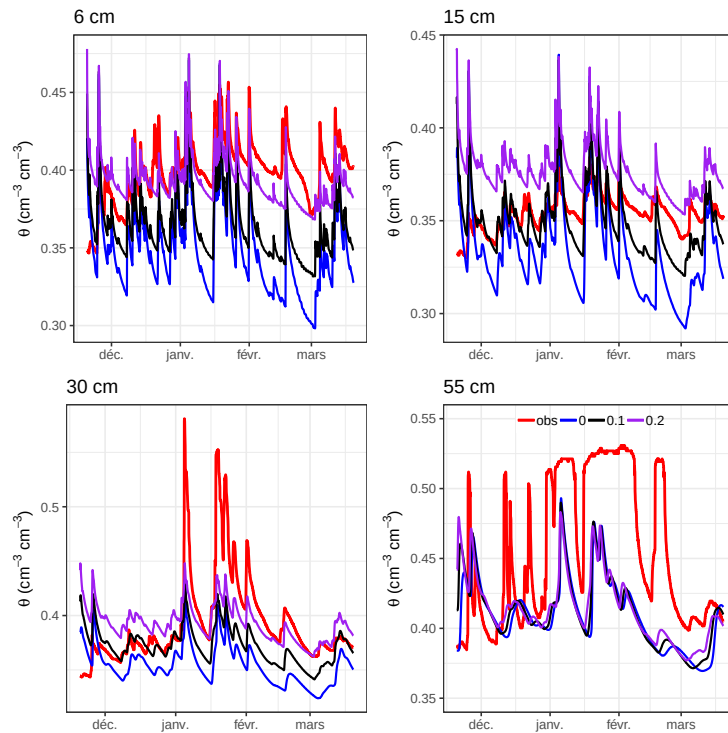


FIGURE 5.15 – Sensibilité du modèle à la variation de la teneur en eau résiduelle θ_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) sur AZ en période hivernale.

- **La conductivité hydraulique à saturation K_{sat}**

La conductivité hydraulique à saturation K_{sat} traduit l'aptitude d'un sol saturé à laisser passer l'eau. Ce paramètre est fortement lié à la structure du sol et à la présence de macroporosité permettant l'infiltration de l'eau gravitaire. De plus, dans le formalisme retenu pour décrire la courbe de conductivité hydraulique, K_{sat} est un facteur d'échelle : modifier la valeur de K_{sat} modifiera dans les mêmes proportions la valeur de la conductivité hydraulique K , quelle que soit la teneur en eau. Ainsi modifier K_{sat} va modifier la dynamique hydrique sur toute la gamme de teneur en eau et pas seulement au voisinage immédiat de la saturation. Nous avons testé l'hypothèse selon laquelle une conductivité hydraulique à saturation plus lente permettrait de réduire le drainage profond et ainsi maintenir l'eau dans les couches de sols intermédiaires et profondes. Des simulations ont été réalisées avec les valeurs de K_{sat} suivantes : $1 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, $1 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, 10^{-7} m s^{-1} . Les valeurs mesurées sur AZ à 0-10 et 15-25 cm sont respectivement $1.15 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ et $4.71 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$.

Les résultats, présentés en figure 5.16 pour la période estivale et en figure 5.17 pour la période hivernale, montrent que $\theta(t)$ est très sensible aux variations de K_{sat} , sa diminution mène à (i) l'augmentation de $\theta(t)$ sur l'ensemble du profil, (ii) l'augmentation de l'amplitude des pics pendant l'humectation, (iii) un retard du début de la phase d'humectation dès 15 cm de profondeur et (iv) la propagation du front d'infiltration en profondeur. La variation du K_{sat} mène à des modifications importantes de l'allure de la courbe de teneur en eau. En effet, les modèles de fonctionnement hydriques à base physique sont en général sensibles à la valeur de K_{sat} .

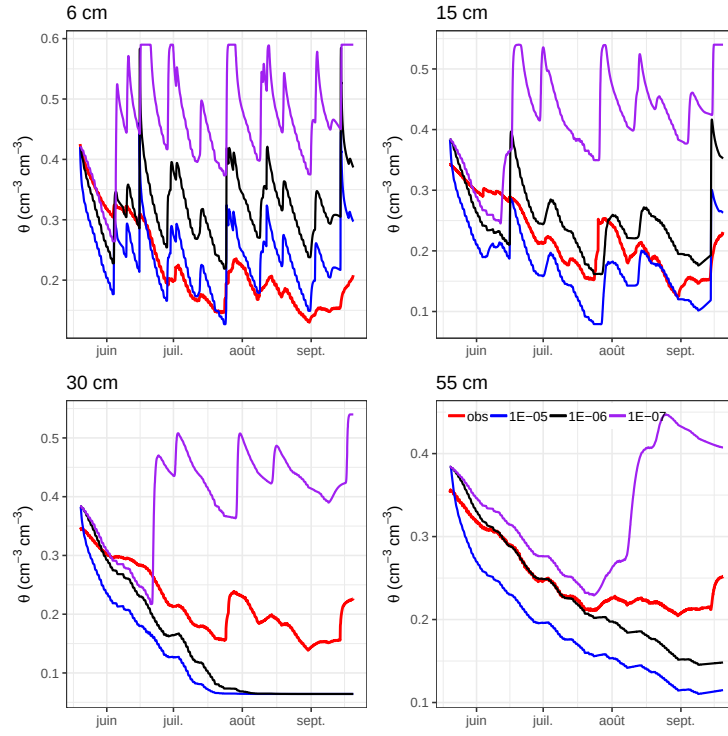


FIGURE 5.16 – Sensibilité du modèle à la variation de la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} (m s^{-1}) sur AZ en période estivale.

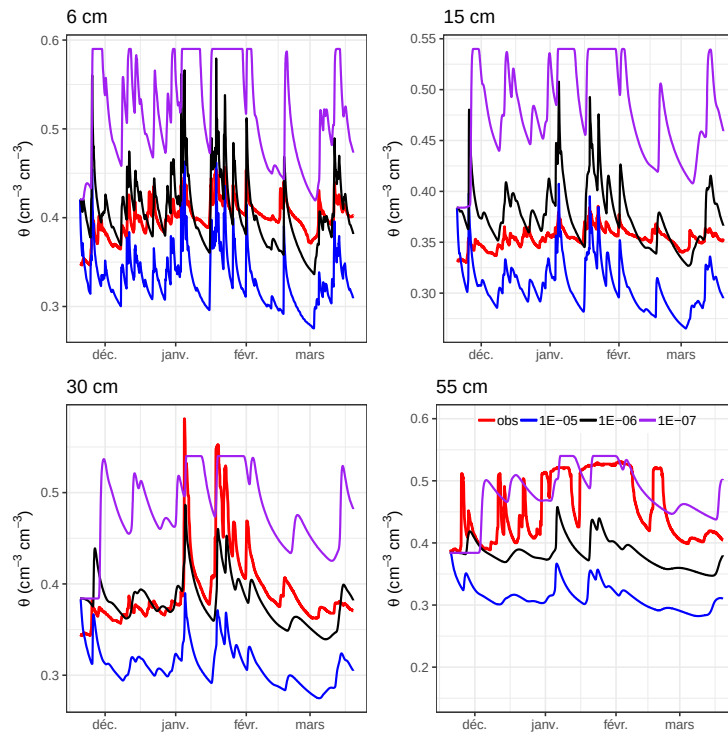


FIGURE 5.17 – Sensibilité du modèle à la variation de la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} (m s^{-1}) sur AZ en période hivernale.

- **Le paramètre de forme n de la courbe de rétention**

Le paramètre de forme n de la courbe de rétention est lié à la distribution de la taille des pores. Une augmentation de sa valeur induit une diminution de la gamme de taille de pores ce qui a pour effet d'homogénéiser la porosité du sol. Dans le cas de figure où n est grand, une faible variation du potentiel matriciel induit une forte variation de la teneur en eau. Cette dynamique s'apparente à un sable possédant une seule classe de porosité. Nous avons réalisé des simulations avec les valeurs du paramètres n suivantes : 1.35, 1.25 et 1.15 (i.e. la valeur mesurée sur AZ étant $n = 1.25$).

Les résultats sont présentés en figure 5.18 pour la période estivale et en figure 5.19 pour la période hivernale. La diminution du paramètre n est associée (i) à une augmentation de $\theta(t)$ (sauf à 6 cm de profondeur en période estivale), (ii) à une sensibilité aux épisodes pluvieux plus élevée et (iii) à une diminution de l'amplitude des pics de θ pendant la phase d'humectation. L'ajustement entre $\theta(t)$ simulée et $\theta(t)$ observée est meilleure avec une faible valeur de n dans la couche intermédiaire tandis qu'en surface et en période estivale, la valeur estimée par la méthode BEST semble prédire correctement $\theta(t)$. Réduire la valeur de n tend à augmenter la distribution de la taille des pores permettant de retenir davantage d'eau par augmentation du volume de pores de petite taille.

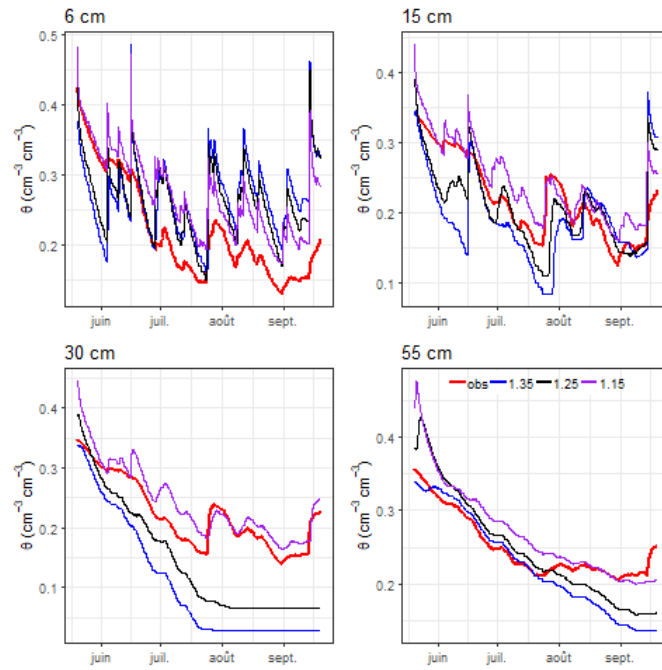


FIGURE 5.18 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre de forme n (-) de la courbe de rétention sur AZ en période estivale.

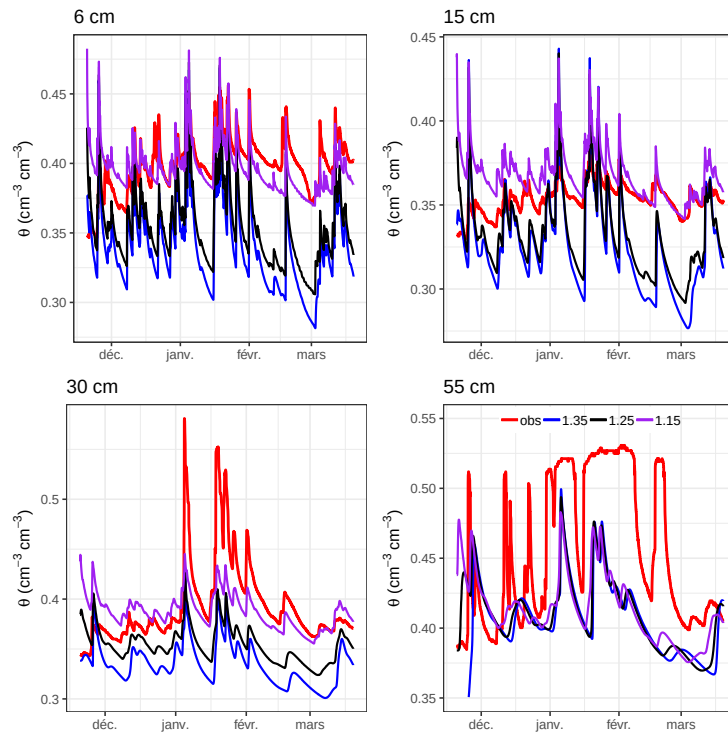


FIGURE 5.19 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre de forme n (-) de la courbe de rétention sur AZ en période hivernale.

- **Le paramètre d'échelle de la courbe de rétention α**

Le paramètre d'échelle α ($\alpha = 1/hg$) de la courbe de rétention est un indicateur du point d'entrée d'air. Un α faible (= hg élevé) correspond à un point d'entrée d'air élevé retrouvé dans les sols peu structurés (absence de macroporosité). A l'inverse, un α élevé (= hg faible) correspond à un point d'entrée d'air bas typique des sols bien structurés. L'estimation du paramètre α avec la méthode BEST fournit des valeurs élevées autour de 30 m^{-1} . Ces valeurs sont très supérieures aux valeurs que l'on peut trouver dans les fonctions de pédotransfert. Par exemple, Wösten et al. (1999) ont trouvé des valeurs de l'ordre de 0.430 et 0.520 m^{-1} pour respectivement des sols à texture médium-fine et fine. Des simulations ont été exécutées avec des valeurs plus faibles.

Les résultats sont présentés en figure 5.20 pour la période estivale et en figure 5.21 pour la période hivernale. La diminution de α est associée à l'augmentation de $\theta(t)$, de l'amplitude des pics pendant l'humectation et une sensibilité plus élevée aux épisodes pluvieux des horizons profonds. Une valeur plus faible de α permet une meilleure rétention de l'eau dans l'ensemble du profil du fait de l'absence de macropores. L'ajustement de $\theta(t)$ simulé et observé est meilleur à 15 cm de profondeur pour une valeur de α voisinant 3 m^{-1} . En hiver, la valeur estimée par la méthode BEST semble prédire correctement $\theta(t)$.

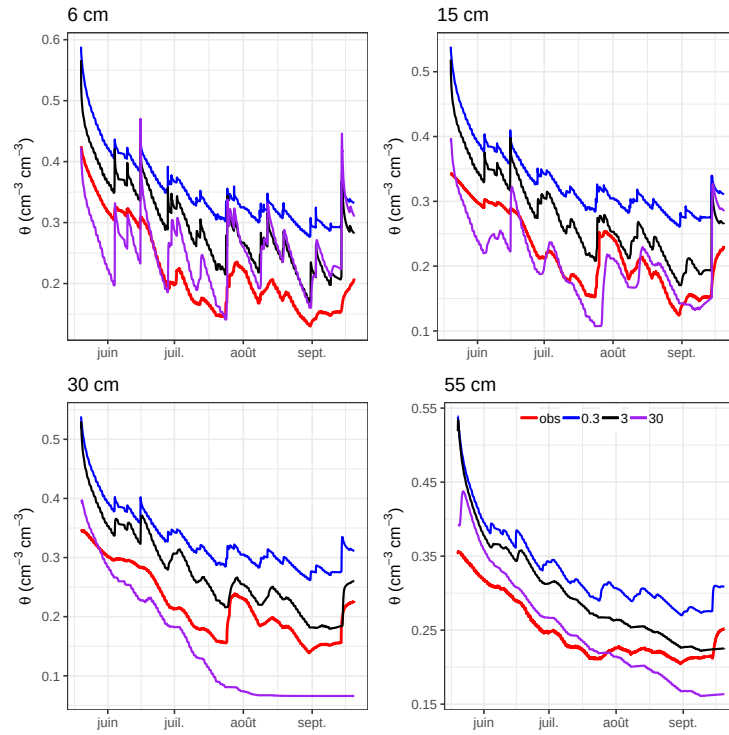


FIGURE 5.20 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre d'échelle α (m^{-1}) de la courbe de rétention sur AZ en période estivale.

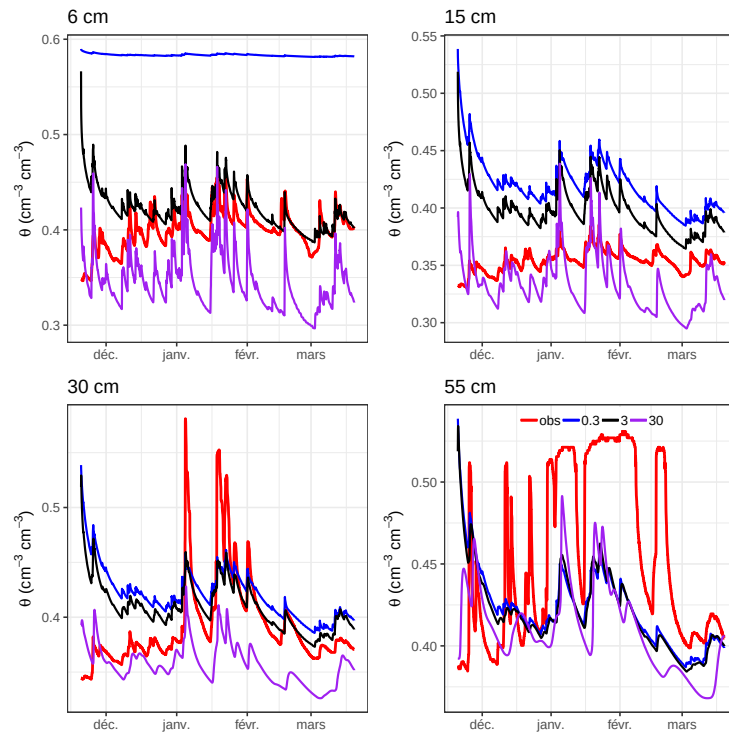


FIGURE 5.21 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre d'échelle α (m^{-1}) de la courbe de rétention sur AZ en période hivernale.

(c) Conclusion de la l'analyse de sensibilité

Les critères d'ajustement calculés à 30 cm de profondeur (i.e. l'horizon où un assèchement continu est simulé en période estivale) pour chacune des simulations d'AZ discutées précédemment sont présentés dans le tableau 5.10. L'ensemble des paramètres testés sont assez sensibles mais certaines valeurs des paramètres θ_r , n et α permettent au modèle de reproduire la phase de dessèchement qui s'opère en période estivale dans la couche intermédiaire. Ces 3 paramètres sont liés à la rétention de l'eau dans le sol et sont influencés par la distribution de la taille de pores. Les valeurs des PH associées aux meilleurs RMSE sont les mêmes en périodes estivale et hivernale sauf quelques cas où la différence de RMSE se joue entre 0.01 et 0.002 près. Les paramètres θ_r et n affectent principalement les simulations réalisées pour des faibles humidités tandis que le paramètre α agit sur l'ensemble de la gamme. En effet, ces paramètres n'interviennent pas sur la même partie de la courbe de rétention. Cette analyse de sensibilité a permis de mettre en évidence que certains paramètres estimés avec la méthode BEST ne reflètent pas la réalité et sont à l'origine du phénomène d'assèchement de la couche intermédiaire en période estivale. Ce sont donc ces paramètres (i.e. θ_r , n et α) que nous allons chercher à caler par inversion.

Tableau 5.10 – Synthèse des RMSE et NSE calculés pour chacune des simulations réalisées pour l'analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques sur AZERAILLES.

param.	valeurs	période estivale		période hivernale	
		RMSE	NSE	RMSE	NSE
θ_{sat} ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0.55	0.09	-1.40	0.05	-0.26
	0.50	0.10	-2.27	0.07	-2.18
	0.45	0.12	-3.36	0.10	-5.44
θ_r ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0.00	0.09	-1.54	0.05	-0.53
	0.10	0.02	0.86	0.04	0.07
	0.20	0.07	-0.50	0.03	0.31
n (-)	1.35	0.13	-3.89	0.07	-1.57
	1.25	0.09	-1.52	0.05	-0.53
	1.15	0.03	0.74	0.03	0.30
K_{sat} (m s^{-1})	$1 \cdot 10^{-05}$	0.11	-2.45	0.09	-3.69
	$1 \cdot 10^{-06}$	0.09	-1.61	0.03	0.32
	$1 \cdot 10^{-06}$	0.21	-13.03	0.10	-4.65
α (m^{-1})	0.30	0.11	-2.79	0.05	-0.49
	3.00	0.06	-0.10	0.04	0.00
	30.00	0.09	-1.38	0.05	-0.42

Optimisation des paramètres hydrodynamiques BEST

Nous avons estimé les paramètres θ_r , n et α avec l'algorithme d'optimisation de Levenberg-Marquardt (Moré, 1978). Il s'applique à des fonctions non linéaires composées de plusieurs

variables et cherche à résoudre le problème en minimisant les estimations des moindres carrés. Cette méthode repose sur l'algorithme de Gauss-Newton (Marquardt, 1963) et l'algorithme de gradient. Le calage a été réalisé en période estivale pour mieux appréhender le phénomène d'assèchement du milieu de profil de sol. Afin de réduire le nombre de paramètres à optimiser, nous nous sommes concentrés sur la couche intermédiaire. Nous cherchons à minimiser le RSE (*Residual Standard Error*). Il correspond à la somme des carrés des écarts résiduels. Il mesure la distance entre les données mesurées aux quatre profondeurs et les données simulées : plus sa valeur se rapproche de 0, moins l'écart est important et meilleure est la prédiction. Les résultats sont présentés dans le tableau 5.11.

Tableau 5.11 – Estimation des paramètres n , α et θ_r de la courbe de rétention de la zone non circulée (zone circulée) en période estivale par inversion avec l'algorithme Levenberg-Marquardt. n.e. signifie que le paramètre n'a pas été estimé, RSE : *Residual Standard Error* de l'optimisation, RMSE et NSE de la simulation après optimisation pour l'horizon 30 cm.

AZERAILLES				HESSE		
	BEST	Optim.	BEST			
				nappe à 80 cm	nappe à 85 cm	nappe à 90 cm
Couche 1						
θ_r ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0	n.e.	0	0.05 (0.05)	0.06 (0.00)	0.05 (0.00)
Couche 2						
n	1.25 (1.27)	1.22 (1.15)	1.21 (1.21)	n.e.	n.e.	n.e.
α (m^{-1})	33.3 (19.2)	36 (27.6)	23.3 (12.7)	n.e.	n.e.	n.e.
θ_r ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0	0.09 (0.06)	0	0.05 (0.05)	0.03 (0.05)	0.04 (0.05)
Couche 3						
θ_r ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0	n.e.	0	0.05 (0.05)	0.05 (0.05)	0.05 (0.14)
RSE		0.008 (0.012)		0.011 (0.016)	0.008 (0.017)	0.009 (0.016)
RMSE	0.083 (0.116)	0.021 (0.049)	0.110 (0.219)	0.038 (0.156)	0.061 (0.170)	0.040 (0.119)
NSE	-1.120 (-1.559)	0.865 (0.542)	-7.69 (-16.1)	-0.024 (-7.67)	-1.67 (-9.25)	-0.15 (-4.01)

Simulations sur Azerailles

Sur AZ, les valeurs de n et α sont quasi identiques à celles estimées par la méthode BEST. Le θ_r est estimé à $0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ sur la zone non circulée ($C = \text{Control}$) et à $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$

sur la zone circulée ($T = \text{Tassé}$). L'optimisation mène à des RSE de 0.008 pour C et 0.012 pour T. Les paramètres hydrodynamiques optimisés PH_{OPTIM} améliorent la restitution de l'humidité (Fig. 5.22a). Par exemple, à 30 cm de profondeur les RMSE sont respectivement réduit de 0.062 et 0.067 sur C et T. Le NSE est à présent positif et supérieur à 0.5 (0.865 pour C et 0.542 pour T) car le biais entre les données observées et simulées a été réduit.

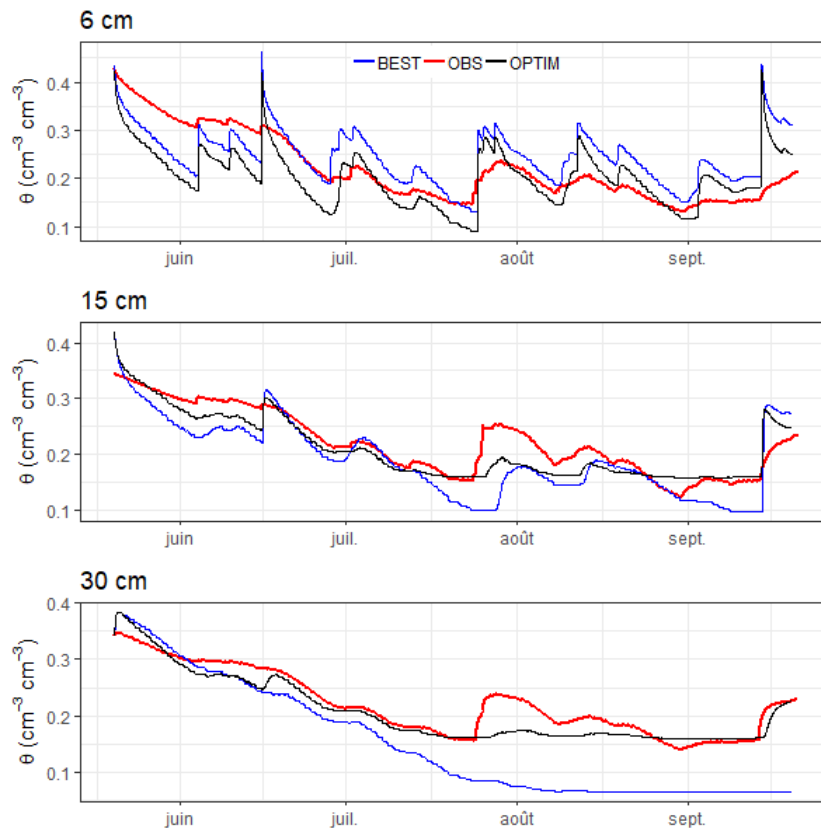


FIGURE 5.22 – Comparaison des données observées et simulées sur AZERAILLES en période estivale sur la zone non circulée (Control) avec les PH_{OPTIM} + nappe à 85 cm de profondeur.

Simulations sur Hesse

Sur HE, l'estimation de ces trois paramètres n , α et θ_r n'a pas abouti, l'algorithme n'a pu converger. Nous avons alors choisi de seulement estimer les valeurs du paramètre θ_r sur les 3 couches de sol (puisque le phénomène d'assèchement s'initie dès la surface) et avec différentes profondeurs de nappe : 80, 85 et 90 cm. L'objectif étant de trouver la configuration permettant de restituer le mieux $\theta(t)$. Les valeurs estimées sont comprises entre 0.03 et 0.06 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ pour C et entre 0 et 0.14 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ pour T. L'estimation des paramètres réalisée sur un profil de sol composé d'une nappe perchée à 85 cm semble être la meilleure sur C avec un RSE de 0.008 tandis que T, la meilleure estimation correspond

au profil de sol composé d'une nappe perchée à 80 ou 90 cm avec un RSE de 0.016. Les PH_{OPTIM} avec un profil de sol composé d'une nappe perchée à 80 cm de profondeur mènent à une meilleure restitution de $\theta(t)$ avec un RMSE de 0.038 à 30 cm sur C tandis que sur T, il s'agit des PH_{OPTIM} avec un profil de sol composé d'une nappe perchée à 90 cm de profondeur (RMSE = 0.119). D'une manière générale, la qualité de l'ajustement du modèle est plus faible sur la modalité T. La figure 5.23 compare les données observées avec les simulations réalisées avec PH_{BEST} et les simulations réalisées avec PH_{OPTIM} + profondeur de nappe à 85 cm (i.e. meilleur RSE) en période estivale sur la zone non circulée.

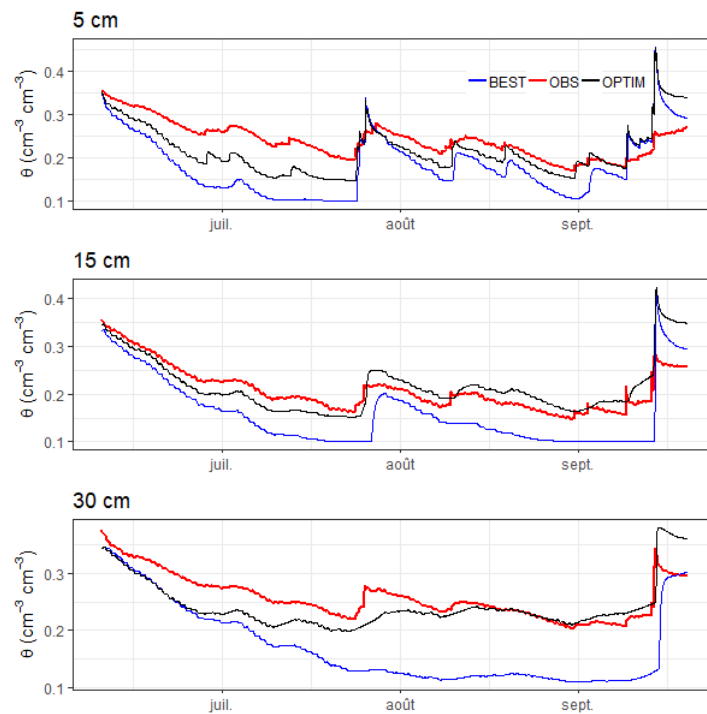


FIGURE 5.23 – Comparaison des données observées et simulées sur HESSE en période estivale sur la zone non circulée (Control) avec les PH_{OPTIM} .

Finalement, il faut prévoir une étape de calage de certains paramètres hydrodynamiques, au moins pour θ_r et sûrement pour α , pour pouvoir utiliser les PH_{BEST} .

5.2.3 Simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques estimés par une fonction de pédotransfert

La procédure BEST est une méthode de détermination des propriétés hydriques des sols simple, facile à mettre en place et peu coûteuse par rapport aux mesures en laboratoire. Néanmoins, sa mise en œuvre reste relativement lourde à réaliser par les gestionnaires forestiers qui doivent gérer des massifs forestiers entiers où la variabilité spatiale est importante. Pour pallier ce problème, il existe des relations permettant d'estimer les PH à partir de données facilement accessibles, telles que la distribution granulométrique, la

masse volumique et/ou la teneur en matière organique, appelées fonctions de pédotransfert (FPT) par Bouma et Van Lanen (1987). Il existe maintenant de nombreuses FPT pouvant être classées en deux catégories : (i) les fonctions continues établies par des relations statistiques développées à partir de bases de données et (ii) les fonctions discontinues proposant des PH par classes dont les groupes sont effectués à partir des classes texturales ou de la composition des sols.

Dans un souci de mise en opération du modèle et d'utilisation de données facilement accessibles, nous avons évalué la qualité de restitution des humidités par le modèle combiné avec des paramètres hydrodynamiques estimés par une fonction de pédotransfert PH_{FPT} . La sélection de la FPT a été menée lors d'un stage visant à comparer plusieurs FPT avec les PH_{BEST} (Traore, 2019). Les trois FPT testées sont capables d'estimer les PH des courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$ selon la relation de Mualem-van Genuchten :

- EUPTF (Toth et al., 2015) est une FPT continue développée à partir de la nouvelle base de données Européenne EU-HYDI (Weynants et al., 2013) qui a l'avantage d'inclure des sols forestiers. Elle utilise une approche hiérarchique selon les données accessibles : régression linéaire avec les données quantitatives, arbre de régression pour les données qualitatives et quantitatives et statistiques moyennes pour les données qualitatives seules.
- WOSTEN (Wösten et al., 1999) est une FPT discontinue développée à partir de la base de données HYPRES (HYdraulic PROperties of European Soils) largement utilisée (Cornelis et al., 2001; van Alphen et al., 2001; Wagner et al., 2001, 2004).
- ROSETTA (Schaap et Leij, 1998; Schaap et al., 2001) est un programme informatique proposant des FPT dont la résolution est basée sur la méthode de réseau de neurones combinée à une méthode Bootstrap. L'analyse par réseaux neuronaux est une méthode statistique qui transforme des données d'entrées en données de sorties précises à partir de calculs simples appelés neurones fournissant une meilleure précision des estimations.

La FPT retenue répond aux deux conditions suivantes : (i) reproductibilité des PH_{BEST} et (ii) capacité à restituer l'effet du tassement. Les PH pour chaque "site x modalité x profondeur" de l'observatoire des cloisonnements ont été estimés à partir de la granulométrie, de la densité apparente et de la teneur en matière organique moyenne mesurée sur la parcelle avec les 3 FPT. Les trois jeux de paramètres obtenus ont été comparés avec les PH_{BEST} , puis le coefficient de corrélation r^2 et le RMSE ont été calculés. La figure

5.24 présente la comparaison des valeurs de K_{sat} et θ_{sat} obtenues mesurées (i.e. PH_{BEST}) avec les valeurs estimées par chacune des trois FPT testées. ROSETTA estime des valeurs de K_{sat} se rapprochant le plus des valeurs estimées par la méthode BEST avec $r^2 = 0.51$. EUPTF est moins précise car elle n'utilise pas la densité apparente comme variable explicative de K_{sat} . Cependant, la densité apparente est utilisée comme donnée d'entrée dans la prédiction de θ_{sat} et fournit les meilleurs résultats avec un $r^2 = 0.67$, contre $r^2 = 0.65$ pour ROSETTA et $r^2 = 0.34$ pour WOSTEN.

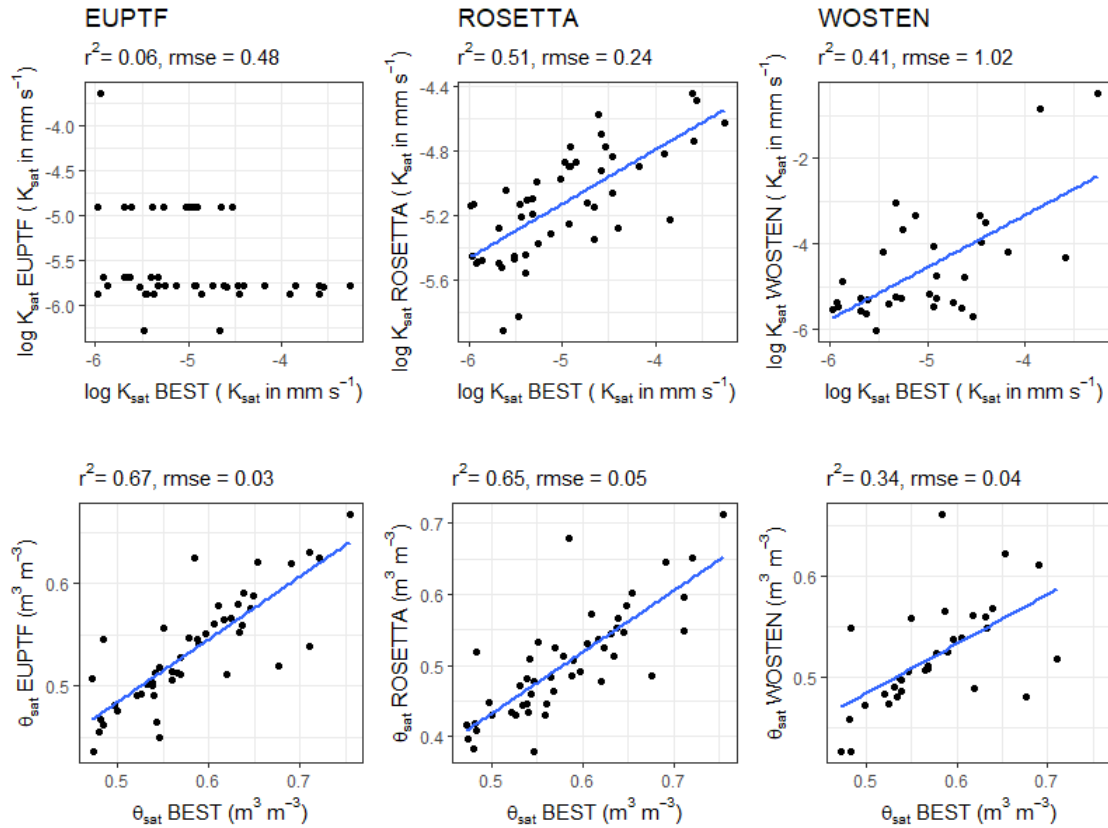


FIGURE 5.24 – Comparaison des valeurs de K_{sat} et θ_{sat} obtenues mesurées (i.e. PH_{BEST}) avec les valeurs estimées par les fonctions de pédotransfert EUPTF, ROSETTA et WOSTEN.

Nous avons testé la capacité des FPT à reproduire l'effet du tassement sur les PH avec un modèle linéaire simple utilisant comme variables explicative le traitement (C= control et T= Traffic) et la profondeur. Les résultats sont présentés dans le tableau 5.12. Toutes les FPT sont capables de reproduire le tassement (i.e. effet significatif avec une erreur de 0.01%) sauf EUPTF pour K_{sat} .

Finalement, nous avons retenu ROSETTA qui est la fonction permettant d'estimer des valeurs de K_{sat} et θ_{sat} se rapprochant le plus de celles estimées par la méthode BEST et qui est capable de reproduire l'effet tassement. Les PH_{FPT} obtenus pour AZ et HE sont présentés dans le tableau 5.13 et sont comparés avec les PH_{BEST} . À l'inverse de la méthode

Tableau 5.12 – Significativité (pvalue) de l’effet tassement + profondeur sur les valeurs de K_{sat} et θ_{sat} estimées par les différentes FPT.

	K_{sat}	θ_{sat}
EUPTF	0,05	$3.40 \cdot 10^{-05}$
ROSETTA	$1.20 \cdot 10^{-06}$	0,01
WOSTEN	$7.00 \cdot 10^{-07}$	0,004

BEST, ROSETTA fournit un θ_r non nul estimé à $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour AZ et $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour HE. Ces valeurs se rapprochent des valeurs estimées par la méthode d’optimisation de Levenberg-Marquardt. ROSETTA prédit des valeurs de θ_{sat} inférieure de 0.07 à $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ que celles prédites par BEST. Les valeurs de K_{sat} sont du même ordre de grandeur pour AZ et réduite d’un facteur 10 sur HE. Les valeurs du paramètre α sont celles qui diffèrent le plus, en étant environ 60 fois plus faibles que les valeurs estimées par BEST ce qui modifie considérablement la forme de la courbe de rétention en eau.

Tableau 5.13 – Valeur des paramètres hydrodynamiques estimés avec ROSETTA utilisant la relation de Mualem - van Genuchten sur AZ et HE (estimés avec BEST utilisant la relation de Mualem - van Genuchten pour $h(\theta)$ et celle de Brook and Corey pour $K(\theta)$).

		Azerailles		Hesse	
Prof.	(cm)	0-10	15-25	0-10	15-25
θ_r	$(\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$	0.07 (-)	0.07 (-)	0.08 (-)	0.08 (-)
θ_{sat}	$(\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$	0.49 (0.59)	0.45 (0.54)	0.51 (0.58)	0.48 (0.57)
K_{sat}	(m s^{-1})	$1.28 \cdot 10^{-05}$ ($1.15 \cdot 10^{-05}$)	$6.43 \cdot 10^{-06}$ ($4.71 \cdot 10^{-06}$)	$8.50 \cdot 10^{-06}$ ($3.43 \cdot 10^{-05}$)	$4.69 \cdot 10^{-06}$ ($2.22 \cdot 10^{-05}$)
α	(m^{-1})	0.40 (24.8)	0.43 (25.6)	0.53 (28.1)	0.57 (23.3)
n	(-)	1.75 (1.25)	1.73 (1.24)	1.64 (1.21)	1.62 (1.21)
m	(-)	0.43 (0.20)	0.42 (0.19)	0.39 (0.17)	0.38 (0.17)
L	(-)	0.50 (-)	0.50 (-)	0.50 (-)	0.50 (-)

Regardons la capacité du modèle, avec les PH_{FPT} comme données d’entrées, à restituer $\theta(t)$ et comparons-les avec les simulations réalisées avec PH_{BEST} et PH_{FPT} (Fig. 5.25 pour AZ et 5.26 pour HE). Les RMSE et NSE sont présentés dans le tableau 5.14.

Les simulations sur Azerailles

Sur AZ, en période estivale (Fig. 5.25a) : la courbe simulée issue des PH_{FPT} (en violette) est quasi parfaitement parallèle avec celle observée (en rouge) de 6 à 30 cm avec des

humidités sous-estimées en moyenne de $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ sur chacune des profondeurs. Le phénomène d'assèchement simulé avec PH_{BEST} n'apparaît plus lorsque l'on utilise PH_{FPT} puisque ROSETTA a estimé des valeurs de θ_r non nulles. En période hivernale (Fig. 5.25b), les mêmes constats sont observés avec une sous-estimation moyenne des humidités de 0.10, 0.03 et $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ à respectivement 6, 15 et 30 cm de profondeur. Sur les deux périodes, les RMSE sont compris entre 0.034 et $0.106 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, ils restent plus élevés que les simulations avec PH_{BEST} et PH_{OPTIM} .

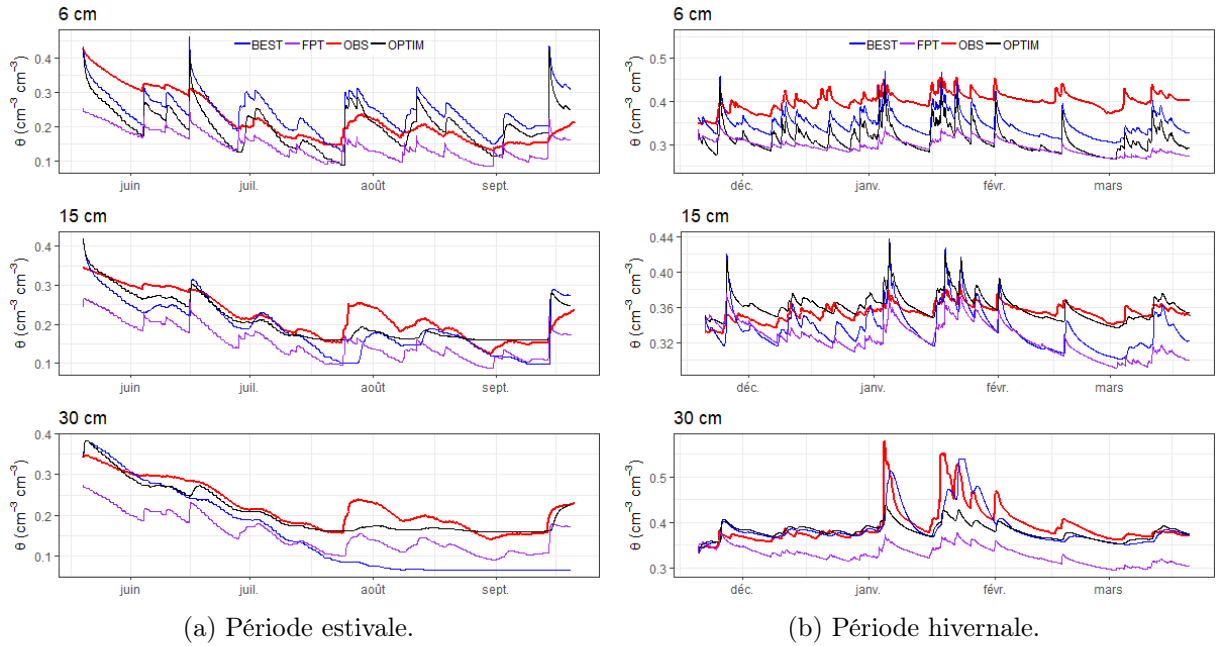


FIGURE 5.25 – Comparaison des simulations réalisées avec les PH_{FPT} (violet) avec les PH_{BEST} (bleu), PH_{OPTIM} (noir) et les données observées (rouge) sur AZERAILLES dans la zone non circulée, en période estivale (a) et hivernale (b).

Les simulations sur Hesse

Sur HE, en période estivale (Fig. 5.26a) : comme dans les autres configurations, nous avons simulé une nappe perchée à 85 cm de profondeur afin de comparer les mêmes conditions. Le modèle restitue correctement la dynamique générale mais surestime les humidités en moyenne de 0.15 à $0.28 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ selon les profondeurs. En période hivernale (Fig. 5.26b), comme dans les autres cas, nous avons simulé une nappe perchée à 50 cm de profondeur. Le modèle restitue un profil complètement saturé avec des valeurs d'humidité similaires à celles mesurées à 30 cm mais plus élevées de $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ par rapport à la saturation mesurée à 6 et 15 cm de profondeur. Le modèle n'est pas capable de simuler les phases de drainage mesurées à 30 cm de profondeur à cause de la très faible valeur de α estimé par ROSETTA. Le point d'entrée d'air de la courbe de rétention est très haut, ce qui signifie que le sol se sature rapidement et reste ensuite quasi-saturé pour une large gamme de

potentiel matriciel. Cette dynamique s'apparente à des sols dépourvus de macroporosité à l'origine du drainage de l'eau gravitaire.

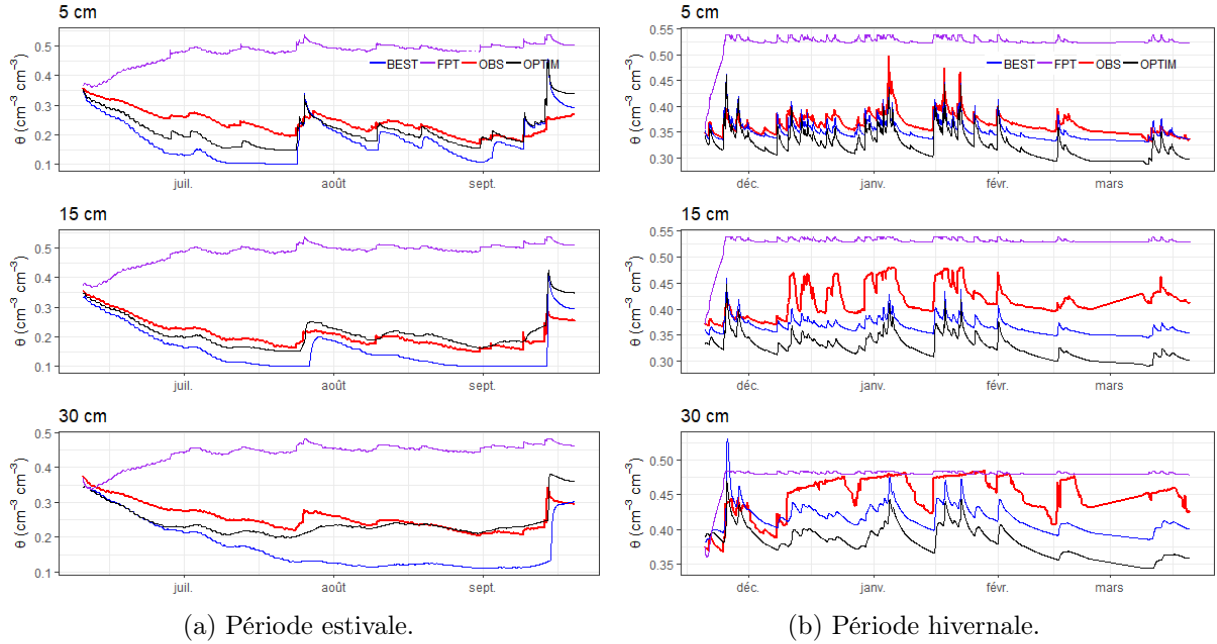


FIGURE 5.26 – Comparaison des simulations réalisées avec les PH_{FPT} (violet) avec les PH_{BEST} (bleu), PH_{OPTIM} (noir) et les données observées (rouge) sur HESSE dans la zone non circulée, en période estivale (a) et hivernale (b).

Finalement, sur AZ, le modèle mis en œuvre avec les PH_{BEST} , PH_{OPTIM} et PH_{FPT} restituent $\theta(t)$ avec une précision respective comprise entre 0.03 et $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 0.01 et $0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ et enfin entre 0.03 et $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ selon les couches et périodes. Sur HE, le modèle simule l'humidité avec une précision comprise entre 0.03 et $0.13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ lorsqu'il est combiné aux PH_{BEST} , entre 0.02 et $0.13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ lorsqu'il est combiné aux PH_{OPTIM} , et entre 0.04 et $0.25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ lorsqu'il est combiné aux PH_{FPT} selon les couches et périodes (Tab. 5.14). L'utilisation d'une FPT dégrade la prédiction de $\theta(t)$ dans une moindre mesure par rapport aux PH_{BEST} sur AZ, et de manière plus prononcée sur HE à cause d'une mauvaise estimation du paramètre α de la courbe de rétention. Les résultats obtenus avec PH_{FPT} sont du même ordre de grandeur que l'étude de Chanzy et al. (2008) qui visait à évaluer la précision de plusieurs FPT combinées avec le modèle mécaniste de transfert des flux hydriques et de chaleur TEC (Chanzy et Bruckler, 1993) à la surface de sols nus.

Tableau 5.14 – Critères de qualité de l’ajustement des simulations et comparaison entre les paramètres hydrodynamiques.

		BEST		OPTIM		FPT		
		Prof. (cm)	RMSE	NSE	RMSE	NSE	RMSE	NSE
AZ	estivale	6	0.073	-0.063	0.059	0.299	0.083	-0.374
		15	0.036	0.61	0.025	0.821	0.07	-0.468
		30	0.083	-1.12	0.021	0.865	0.07	-0.474
	hivernale	6	0.073	-0.063	0.091	-20.298	0.106	-28.073
		15	0.036	0.61	0.013	-0.875	0.034	-12.686
		30	0.083	-1.12	0.032	0.384	0.071	-2.04
HE	estivale	5	0.074	-2.423	0.049	-0.493	0.249	-37.774
		15	0.136	-13.95	0.125	-11.6	0.165	-21.195
		30	0.094	-5.296	0.061	-1.646	0.195	-26.384
	hivernale	5	0.013	0.536	0.021	-0.166	0.159	-64.62
		15	0.033	-0.341	0.025	0.214	0.072	-5.466
		30	0.053	-2.426	0.029	-0.039	0.038	-0.758

5.3 Évaluation du modèle

Jusqu’à présent nous avons testé la capacité du modèle à reproduire la dynamique hydrique des sols forestiers avec différents jeux de PH. Nous devons à présent l’évaluer dans d’autres configurations afin de garantir son utilisation en mode opérationnel pour des gammes texturales similaires. Notre stratégie de validation se déroule en deux temps :

- Évaluation de la capacité de restitution d’humidités ponctuelles et de dynamique globale lors d’évènements pluvieux à l’aide des mesures à la sonde TDR effectuées sur les sites expérimentaux POC et POU,
- Évaluation de la capacité du modèle à reproduire l’effet du tassement mesuré sur les chroniques hydriques installées à HE et AZ avec les PH du sol tassé estimé par la méthode BEST et par la loi de passage développée (voir chapitre 4.3).

5.3.1 Restitution des humidités ponctuelles

Des mesures ponctuelles de teneur en eau des 20 premiers centimètres du sols ont été réalisées sur les zones circulées et non circulées des sites expérimentaux POC et POU avec une sonde TDR (voir §3.3.2). Nous avons simulé $\theta(t)$ des deux placettes de POC (POC1 et POC2) et de POU (POU 1 et POU2) avec les PH_{BEST} en condition limite inférieure de type "drainage libre" et les données météorologiques relevées à la station Météo France de Tavaux (Dole, 39100) se situant à une vingtaine de kilomètres des sites d’étude.

La figure 6.15 présente les graphiques comparant les humidités mesurées ponctuellement avec $\theta(t)$ simulée et moyennée sur les 20 premiers centimètres. Les valeurs de teneur en eau simulées associées aux campagnes de mesures sont matérialisées en vert sur les graphiques. Si l'on relie les points entre eux, on observe que le modèle restitue correctement les périodes d'humectation/dessiccation. La variation d'humidité simulée pendant la phase de saturation de mai 2018 est plus importante notamment sur POC. À l'inverse les autres pics simulés sont du même ordre de grandeur que les variations mesurées. Le modèle a tendance à sous-estimer l'humidité sauf pour POC2 et POU3 sur la zone non circulée. L'écart moyen entre θ mesurée et simulée est de $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ sur POC1, de $-0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en zone non circulée et $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en zone circulée sur POC2, de $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en zone non circulée et $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en zone circulée sur POU2 et de $-0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en zone non circulée et $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en zone circulée sur POU3. Les différences peuvent s'expliquer par des variations locales des conditions météorologiques, des erreurs sur la mesure de l'humidité ou par la formation d'une nappe perchée temporaire en profondeur. Ce dernier cas semble être le plus probable et justifierait la tendance du modèle à sous-estimer les humidités. Lors de la description des profils pédologiques de ces sols, nous avons identifié des tâches d'hydromorphie témoignant un engorgement temporaire, mais il n'est pas possible de connaître sa profondeur, sa date d'apparition et de disparition sans mesures in situ. Le modèle, avec les PH_{BEST} comme données d'entrée, restitue correctement la dynamique hydrique des sols mais un effort doit être fourni pour caractériser l'évolution de la nappe perchée qui joue un rôle important dans l'alimentation en eau par le bas du profil.

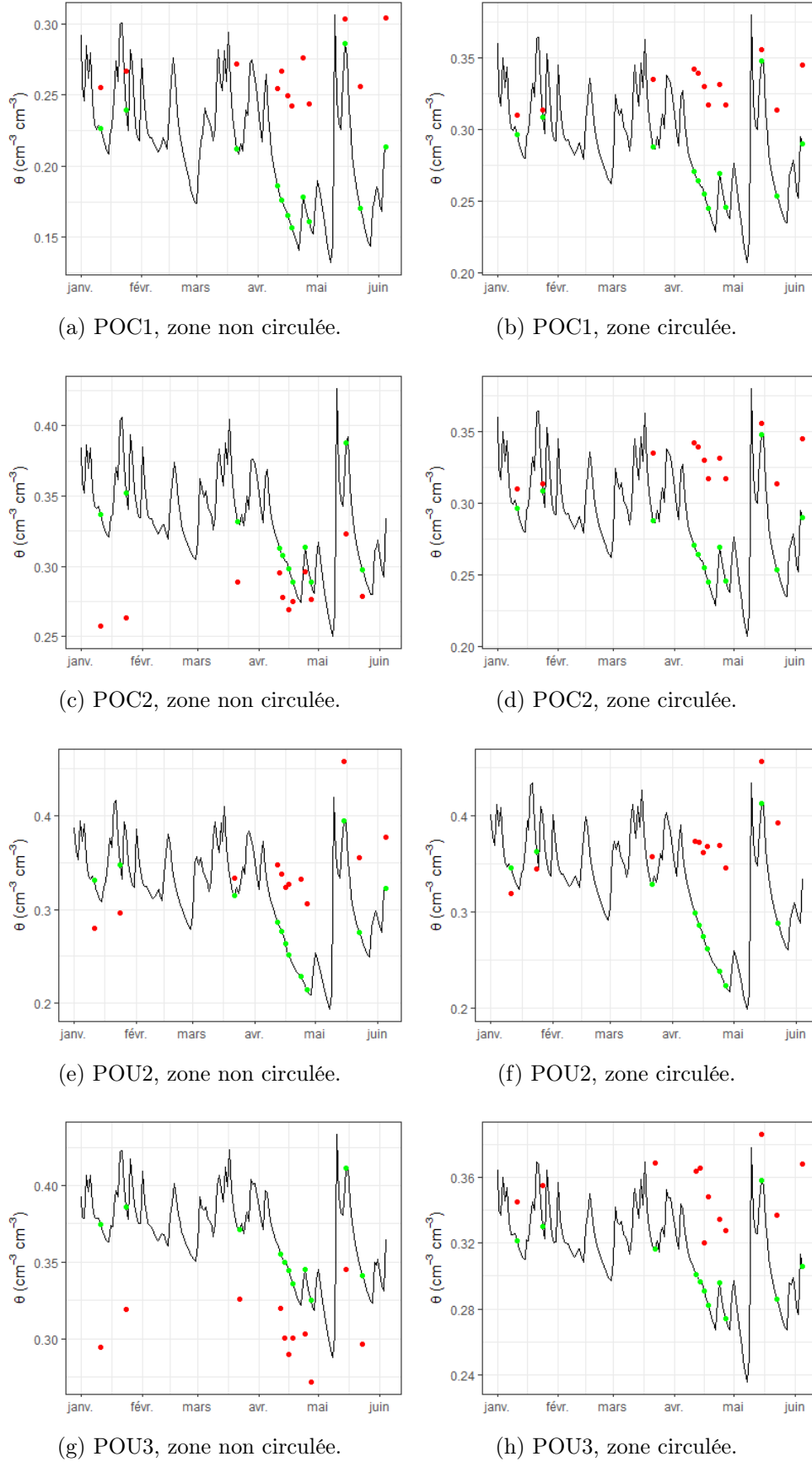


FIGURE 5.27 – Teneur en eau moyenne sur 0-20 cm simulée (courbe noire) sur POC et POU et comparaison de θ mesurée par sondage TDR (points rouges) avec θ simulée (points verts).

5.3.2 Évaluation du modèle d'estimation des propriétés hydrodynamiques des sols tassés

Avec les propriétés hydrodynamiques des sols tassés estimées par la méthode BEST

Nous avons ensuite voulu tester la capacité du modèle à restituer l'effet du tassement sur le comportement hydrique. Pour cela, nous avons :

- (i) Calculé l'indice de saturation des humidités mesurées et simulées, correspondant respectivement au rapport entre θ et θ_{max} défini graphiquement et au rapport entre θ et θ_{sat} estimé par la procédure BEST. Comme nous avons des doutes sur la précision des mesures, étudier l'effet du tassement sur l'indice de saturation des sols permet de pallier les biais potentiels de mesures.
- (ii) Calculé la différence, noté $\Delta_{saturation}$, entre les humidités C et T,
- (iii) Comparé les courbes $\Delta_{saturation}$ simulées et observées pour chaque profondeur.

Cette démarche a été appliquée en période estivale et hivernale. Les résultats sont présentés en figure 5.28 pour AZ et en figure 5.29 pour HE.

Sur AZ, en période estivale, $\Delta_{saturation}$ simulé et observé sont toujours positifs à 6 et 15 cm de profondeur. Cela signifie que dans les deux cas, le taux de saturation est plus important sur la zone tassée. A 30 cm de profondeur, le $\Delta_{saturation}$ observé est négatif pendant les périodes sèches indiquant que le taux de saturation est plus élevé sur la zone non circulée. Le modèle simule (i) un effet tassement de faible amplitude par rapport aux observations, c'est-à-dire que l'écart entre les deux modalités (C = Control et T = Tassé) varie peu au cours du temps, et (ii) un taux de saturation plus important sur T que sur C, comme sur les observations. En période hivernale, les profils d'humidité observés sur C et T sont totalement saturés en eau impliquant un $\Delta_{saturation}$ nul sauf à 6 cm de profondeur où un écart entre les deux modalités C et T est mesuré. Ceci n'est pas simulé par le modèle : quelque soit la profondeur, le modèle simule une variation de la dynamique de $\Delta_{saturation}$ au cours du temps alors qu'elle n'est pas observée à 15 et 30 cm ou très faiblement observée à 6 cm. De plus, à 6 cm de profondeur, la dynamique de $\Delta_{saturation}$ simulée par le modèle est inversée par rapport à celle observée : lorsque $\Delta_{saturation}$ diminue sur la courbe observée alors il augmente sur la courbe simulée. En profondeur, le modèle simule un $\Delta_{saturation}$ positif traduisant un $\theta_C < \theta_T$. En condition de saturation, la condition limite inférieure joue un rôle important, ce qui peut expliquer la mauvaise restitution des différences de dynamiques hydriques induites par le tassement.

Sur HE, en période estivale, le modèle surestime l'écart entre les deux modalités C et T par rapport aux observations. Il simule un taux de saturation plus élevé sur T que sur

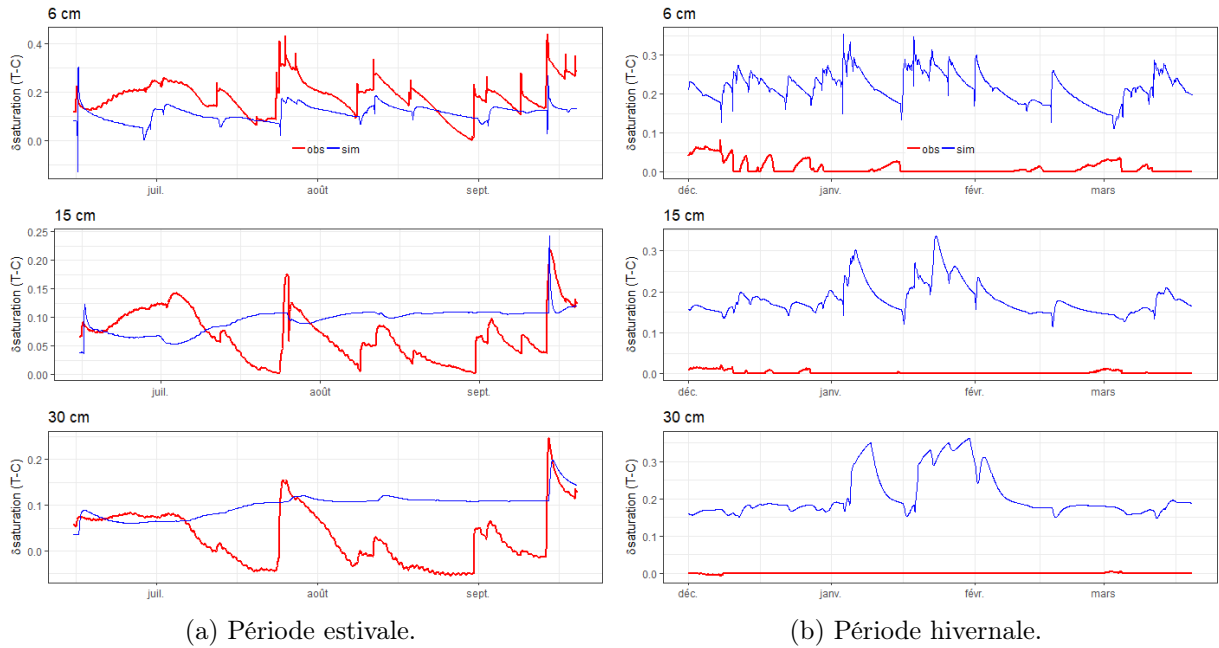


FIGURE 5.28 – Comparaison de la différence du taux de saturation induite par le tassement entre les données observées (en rouge) et simulées (en bleu) sur AZERAILLES en périodes estivale (a) et (b) hivernale. La période de calage n’est pas prise en compte.

C sur l’ensemble du profil ce qui, d’après la courbe observée, n’est pas tout le temps le cas. Nous avons vu précédemment (Fig 3.24) que sur HE $\theta_C > \theta_T$ à 10 cm et 25 cm, que la tendance s’inversait à 15 cm ($\theta_C < \theta_T$). Ce comportement n’est pas simulé par le modèle et est inattendu. Il se peut que ce soit un biais lié à l’hétérogénéité des sols ou à un problème de mesure. Nous avons observé une forte activité biologique sous les ornières du cloisonnement pouvant être à l’origine d’un début de régénération des sols et pouvant expliquer des θ plus faibles sur la zone circulée au mois de juin. En période hivernale, le profil de sol est saturé sur quasi toute la période. En période hivernale, le profil de sol est saturé sur toute la période à partir de 15 cm de profondeur et aucune variation du $\Delta\text{saturation}$ est mesurée. A 6 cm, le $\Delta\text{saturation}$ moyen simulé est parallèle aux observations et les pics de dessiccation de forte amplitude sont correctement simulés. Le modèle simule des variations beaucoup plus élevées que les observations pendant les pics d’humectation. En profondeur, le modèle simule des variations du $\Delta\text{saturation}$ qui ne sont pas observées. Comme pour AZ, la condition à la limite n’est pas correctement définie en période hivernale.

Finalement, nous n’arrivons pas à reproduire les écarts de teneur en eau mesurés entre la zone circulée et non circulée d’une part car les données expérimentales ne sont pas sûres et d’autre part car la condition limite inférieure est mal définie.

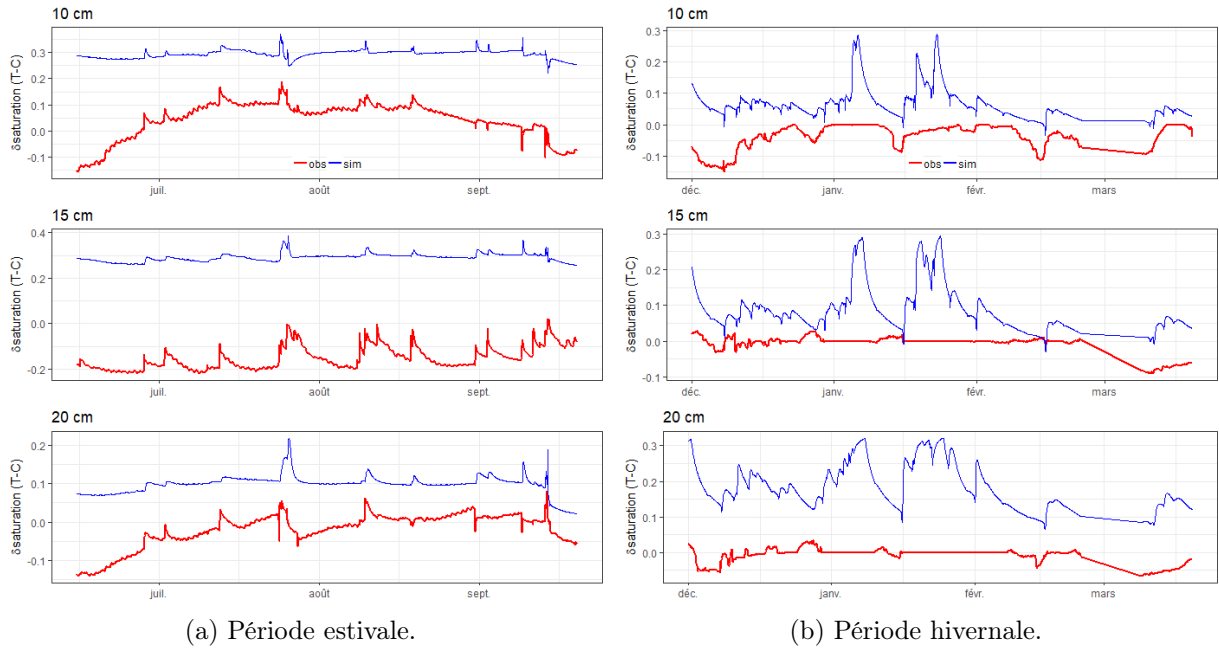


FIGURE 5.29 – Comparaison de la différence du taux de saturation induite par le tassement entre les données observées (en rouge) et simulées (en bleu) sur HESSE en périodes estivale (a) et (b) hivernale. La période de calage n'est pas prise en compte.

Avec les propriétés hydrodynamiques des sols tassés estimées par la loi de passage

Dans le paragraphe 4.3, nous avons établi une loi permettant d'estimer les PH de la zone circulée à partir des PH de la zone non circulée en appliquant un facteur correctif sur les valeurs de θ et de $\log(K_{\text{sat}})$. Dans cette partie nous avons cherché à évaluer la capacité de reproduction du comportement hydrique des sols tassés en utilisant cette loi de passage. Nous avons utilisé les PH_{OPTIM} de la modalité C puis appliqué la loi de passage. Les simulations ont été réalisées sur AZ et HE en périodes estivale et hivernale. Ces dernières ont ensuite été comparées avec $\theta(t)$ mesuré sous le cloisonnement par les centrales d'acquisition. Les résultats sont présentés dans les figures 5.30 et 5.31.

Sur AZ, nous avons appliqué une condition limite inférieure de type "drainage libre". En période estivale (Fig. 5.30a), le modèle restitue correctement $\theta(t)$ à 6 cm de profondeur. A 15 cm, la phase d'humectation liée à un épisode pluvieux fin juillet s'initie avec plusieurs jours de retard provoquant un décalage dans le temps des alternances d'humectation/dessiccation par rapport à celles mesurées. Le front d'infiltration semble trop lent et n'atteint pas les 30 cm de profondeur. Le facteur correctif appliqué sur la deuxième couche semble être trop important. En période hivernale (fig. 5.30b), la dynamique $\theta(t)$ simulée s'accorde avec celle mesurée cependant la variation d'humidité pendant les phases de dessiccation sont plus importantes et certains épisodes ne sont pas simulés. A 30 cm,

$\theta(t)$ simulée est parallèle aux observations mais légèrement sous-estimée.

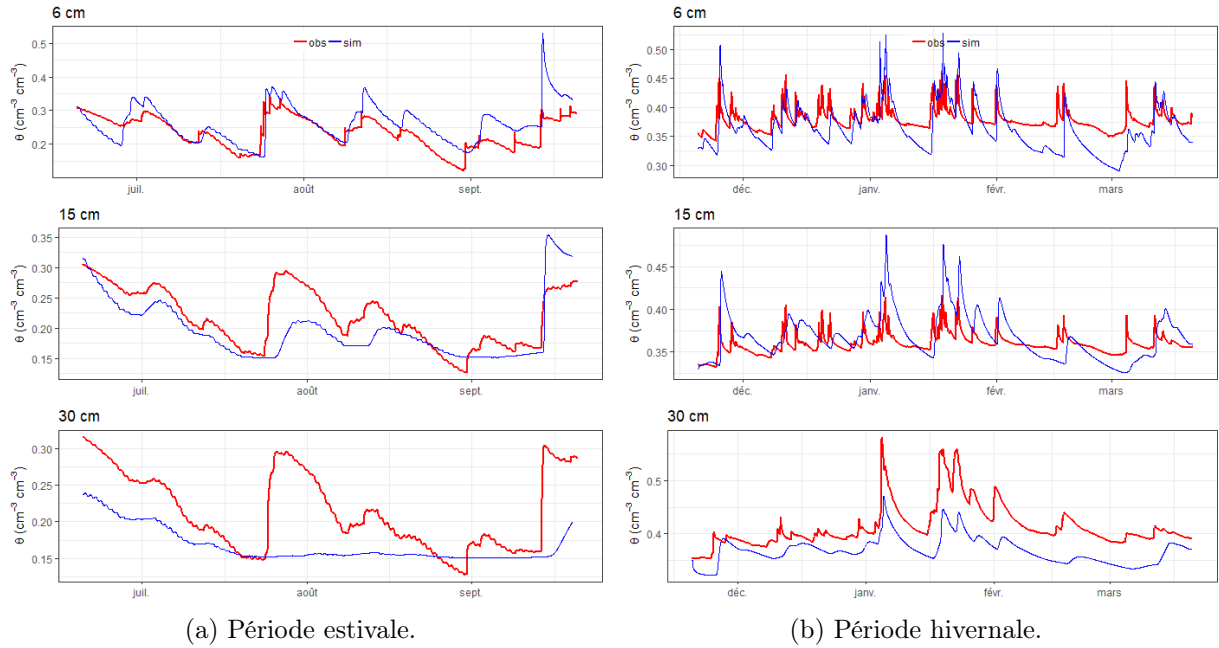


FIGURE 5.30 – Comparaison des simulations (en bleu) de la zone tassée avec l’application de la loi de passage sur les PH_{OPTIM} de la modalité C avec $\theta(t)$ mesurée (en rouge) sous le cloisonnement à AZERAILLES en période estivale (a) et hivernale (b).

Sur HE, nous avons appliqué une condition limite inférieure de type Dirichlet simulant une nappe à 90 cm de profondeur en période estivale et à 50 cm de profondeur en période hivernale. La restitution de $\theta(t)$ est mauvaise quelle que soit la période étudiée. En été, le profil s’assèche rapidement dès la surface et en hiver les humidités sont sous estimées. Le facteur correctif sur le K_{sat} est trop important sur HE menant à des valeurs réduites d’un facteur 10 par rapport aux valeurs mesurées.

Finalement, la restitution de la dynamique hydrique sous le cloisonnement avec la loi de passage appliquée au PH_{OPTIM} de la zone control est satisfaisante sur AZ. Les RMSE calculés sont respectivement de 0.05, 0.04 et 0.06 $m^3 m^{-3}$ à 6, 15 et 30 cm en période estivale et de 0.04, 0.05 et 0.05 $m^3 m^{-3}$ à 6, 15 et 30 cm. Nous avons appliqué le facteur correctif sur l’ensemble des jeux de paramètres hydrodynamiques d’AZ. Les critères d’ajustement calculés pour chaque simulation sont présentés dans le tableau 5.15. En période estivale, le RMSE varie entre 0.09 et 0.15 $m^3 m^{-3}$ avec PH_{BEST} , entre 0.04 et 0.06 $m^3 m^{-3}$ avec PH_{OPTIM} et entre 0.06 et 0.07 $m^3 m^{-3}$ avec PH_{FPT} . En période hivernale, le RMSE varie entre 0.02 et 0.06 $m^3 m^{-3}$ avec PH_{BEST} , entre 0.02 et 0.05 avec PH_{OPTIM} et entre 0.12 et 0.18 $m^3 m^{-3}$ avec PH_{FPT} . Les simulations les plus précises sont issues des PH_{OPTIM} , d’où l’importance d’avoir bien caractérisée les propriétés hydrodynamiques de la zone non ciruclée avant d’appliquer le facteur de correction. Sur HE, la restitution de la dynamique

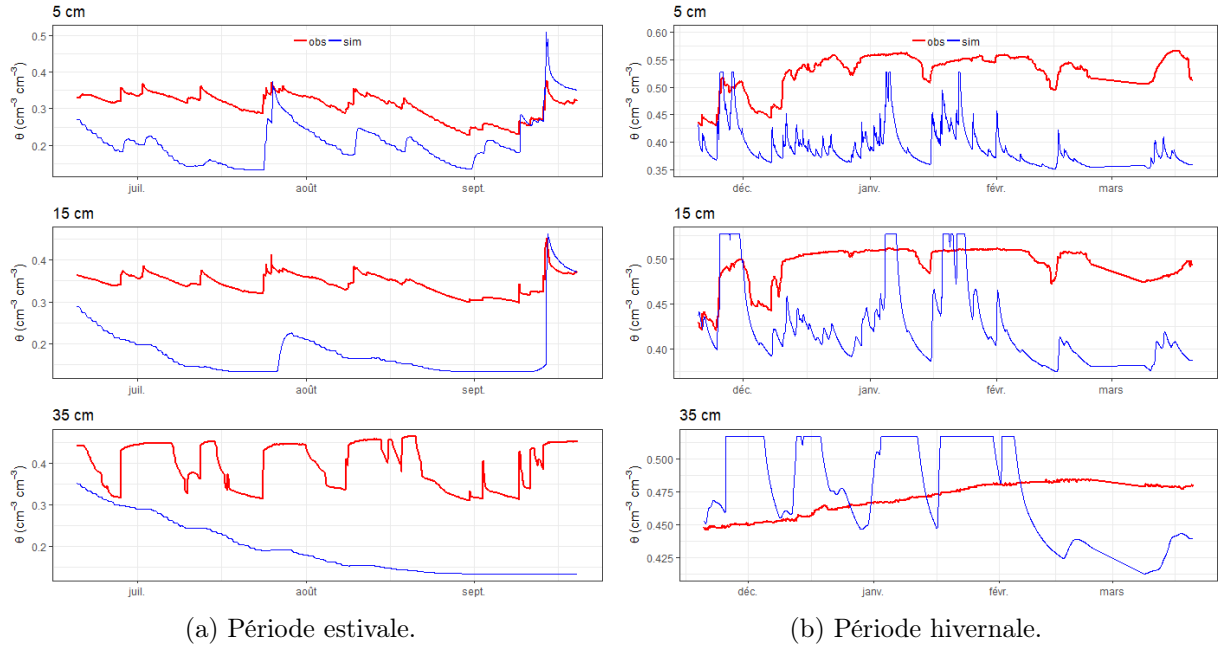


FIGURE 5.31 – Comparaison des simulations (en bleu) de la zone tassée avec l'application de la loi de passage sur les PH_{OPTIM} de la modalité C avec $\theta(t)$ mesurée (en rouge) sous le cloisonnement à HESSE en période estivale (a) et hivernale (b).

hydrique sous le cloisonnement est mauvaise à cause de la condition limite inférieure mal définie et un facteur correctif trop élevé. En effet, nous avons mesuré des conductivités hydrauliques plus élevées en surface du cloisonnement par rapport à la zone non circulée pouvant s'expliquer par une forte activité biologique sous l'ornière. Cet aspect n'est pas pris en compte dans l'établissement du facteur correctif. Nous avons testé d'estimer de nouvelles valeurs de K_{sat} et θ_{sat} avec la fonction de pédotransfert développée à partir d'indicateurs visuels pour évaluer si l'effet du tassement est mieux pris en compte dans le cas de HE. Les deux stratégies mènent à des RMSE similaires, compris entre 0.05 et 0.17 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$.

Tableau 5.15 – Synthèse des critères d’ajustement des simulations de $\theta(t)$ de la zone circulée de AZERAILLES après avoir appliqué la loi de passage sur les différents jeux de paramètres hydrodynamiques (PH).

Période	PH	Critère	6 cm	15 cm	30 cm
Estivale	BEST	RMSE	0.09	0.05	0.15
		NSE	-2.44	-0.5	-7.8
	OPTIM	RMSE	0.05	0.04	0.06
		NSE	-0.23	-0.07	-0.67
	FPT	RMSE	0.07	0.06	0.06
		NSE	-1.48	-0.18	-0.66
Hivernale	BEST	RMSE	0.02	0.02	0.06
		NSE	-1.22	-8.21	-6.57
	OPTIM	RMSE	0.04	0.02	0.05
		NSE	-5.69	-4.92	-5.72
	FPT	RMSE	0.12	0.13	0.18
		NSE	-66.9	-284.4	-69.9

5.4 Discussion et conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons paramétré le modèle de fonctionnement hydrique en contexte forestier de manière à répartir correctement la demande climatique entre les différents compartiments du système. Cette répartition évolue au cours de l’année selon le développement foliaire, induisant une part plus ou moins importante des processus d’évapotranspiration et de transfert dans le bilan hydrique. L’évolution foliaire de la canopée est définie par son indice foliaire maximale et est borné par la phénologie. L’indice foliaire n’est souvent pas connu, et des relations empiriques utilisant des variables allométriques des peuplements ne permettent pas de l’estimer de manière précise (Granier, 1981; Grier et al., 1984; Smith, 1993). Il existe des méthodes expérimentales pouvant mesurer l’indice foliaire mais elles sont difficilement applicables en contexte opérationnel (Bréda et al., 2002). Nous avons choisi d’utiliser des valeurs issues de la bibliographie concernant des peuplements similaires à ceux étudiés dans l’observatoire (Breuer et al., 2003). Les dates de débourrement et de chute de feuilles dépendent de l’essence du peuplement, de sa situation géographique et des conditions climatiques. Elles peuvent facilement être évaluées sur le terrain par le gestionnaire forestière qui possède la meilleure expertise de son massif forestier et qui est amené à y retourner régulièrement. Il est également possible de les estimer avec des relations empiriques établies à partir de la base de données RENECOFOR et utilisant des variables simples et faciles à acquérir telles que l’espèce, l’altitude, la latitude et la température (Lebourgeois et al., 2006).

La litière a été caractérisée à partir de mesures expérimentales fournissant des informations sur sa capacité de stockage maximale et son influence sur l'évaporation du sol. Ces dernières pouvant varier selon la nature de la litière, dans ce cas de nouvelles mesures expérimentales doivent être réalisées. Pour simplifier le système, nous avons considéré que la litière n'évolue pas au cours du temps ce qui n'est pas le cas pour les sols où la décomposition de la matière organique est rapide liée à une activité biologique active.

La demande climatique appliquée le long du profil racinaire dépend de la densité de ce dernier c'est-à-dire que dans des conditions hydriques non limitantes, le prélèvement sera proportionnel à la quantité de racines de la couche considérée. Dans l'observatoire, nous avons mesuré une diminution linéaire de la densité de racines avec la profondeur ce qui nous a permis d'établir une relation empirique pouvant être seulement utilisée pour des peuplements et conditions environnementales similaires. En effet, Curt et al. (1998) a montré que pour une même essence, le profil racinaire change selon les conditions environnementales.

Comme les cloisonnements sont dépourvus d'arbres, l'influence de certains processus en jeu dans le bilan hydrique des sols sous cloisonnement semblerait être différente que pour des sols sous la bande boisée du fait (i) d'une fraction de la demande climatique et des précipitations arrivant au sol différente, (ii) d'une couche de litière plus ou moins importante et (iii) d'un profil racinaire modifié à cause du tassement des sols. Nous avons considéré le partage de la demande climatique et des précipitations à travers les différents compartiments identique entre le cloisonnement et la bande boisée puisque l'effet du cloisonnement mesuré sur l'interception du rayonnement solaire n'est pas significatif. Ce résultat est à considérer avec parcimonie car le dispositif mis en place est léger et nécessiterait d'être appliqué sur une plus grande superficie et un plus grand nombre de répétitions. Les mesures de caractérisation (épaisseur et masse) réalisées sur les litières n'ont également pas montré de différence significative entre la bande boisée et le cloisonnement. Enfin, seuls les profils racinaires semble être légèrement impactés par le tassement des sols. Nous avons mesuré une perte moyenne de 11% de la densité de racines sur l'ensemble du profil, ce qui est plutôt faible par rapport à Nadezhdina et al. (2012) qui ont mesuré une perte de 22% à 33% de densité de racines d'épicéas après circulation d'un engin forestier.

Ensuite, nous avons paramétré le modèle avec différents jeux de paramètres hydrodynamiques : estimés par la procédure BEST, optimisés par l'algorithme de Levenberg-Marquart puis estimés par une fonction de pédotransfert. Les paramètres hydrodynamiques estimés avec la méthode BEST ne peuvent être utilisés qu'après le calage de certains paramètres tels que la teneur en eau résiduelle et le paramètre α de la courbe de

rétenion. Le modèle est plus précis lorsque la condition limite inférieure est bien définie mais l'erreur reste élevée. Sur AZ, elle est égale à 30% à 6 cm, 14% à 15 cm et 31% à 30 cm en période estivale et entre 30% à 6 cm, 4% à 15 cm et 10% à 30 cm en période hivernale.. Cette stratégie ne peut pas être envisagée dans un contexte de mise en opération du modèle. L'utilisation de FPT pour estimer les paramètres hydrodynamiques offre une bonne alternative puisqu'elle utilise des données facilement accessibles. Cependant la qualité d'ajustement est encore moins bonne qu'avec les paramètres calés. Les erreurs sont comprises entre 53 et 70% en période estivale et entre 11 et 35% en période hivernale entre 6 et 30 cm de profondeur sur AZ. ROSETTA a été choisi par comparaison avec les paramètres hydrodynamiques BEST et non avec une méthode de référence. Il est possible que cette FPT ne soit pas la mieux adaptée. Une autre FPT pourrait être utilisée telle que celle de Al Majou (2008) qui a été développée à partir d'une base de données contenant des sols français, contrairement à ROSETTA qui a été établie à partir de sols américains.

Nous avons testé le facteur correctif, développé dans le paragraphe 4.3 et permettant d'estimer les paramètres hydrodynamiques de la zone circulée à partir des paramètres hydrodynamiques de la zone non circulée, sur les propriétés optimisées puisque ce sont celles qui caractérisent le mieux le sol. Le modèle restitue correctement l'évolution de la teneur en eau sur AZ ce qui n'est pas le cas sur HE où θ est largement sous-estimée. La loi de passage ne s'applique pas correctement sur HE qui présente des particularités n'étant pas prises en compte dans le facteur correctif : présence d'une nappe en profondeur et forte activité biologique en surface sûrement à l'origine d'un début de restructuration des sols.

Finalement, en l'état actuel, le modèle fournit les meilleurs prédictions de teneur en eau lorsque que les paramètres hydrodynamiques BEST sont calés. En période hivernale, il est très sensible à la condition limite inférieure et un effort doit être mené pour la caractériser. Sur les cloisonnement, la prédiction de $\theta(t)$ avec la loi de passage n'est bonne que dans le cas de cloisonnements faiblement dégradés et sans ornières.

Chapitre 6

Développement d'un modèle empirique pour prédire la praticabilité des sols forestiers

6.1 Objectifs et démarches

Dans ce chapitre, nous proposons une méthodologie dans l'objectif de développer un modèle empirique utilisable en conditions opérationnelles. Nous avons utilisé le modèle mécaniste pour générer une base de données virtuelle afin (i) d'identifier les principaux mécanismes impliqués dans la dynamique de dessèchement du sol pour les prendre en compte dans le modèle empirique et (ii) de caler et valider le modèle empirique. Nous avons établi une relation capable de prédire le "jour de praticabilité" d'un sol forestier saturé à partir de données facilement accessibles. Pour être en mesure de prédire le moment à partir duquel le sol est praticable, il est nécessaire de définir un seuil. Nous avons utilisé la teneur en eau critique θ_c définie comme étant l'humidité du sol à partir de laquelle la circulation de l'engin risque de le dégrader au delà d'une limite tolérée. cette limite se matérialise en générale par une profondeur d'ornière à ne pas dépasser.

Nous avons développé un modèle empirique utilisant comme données d'entrée : des variables climatiques standards telles que les précipitations et l'évapotranspiration de référence journalière et la teneur en eau critique, correspondant à la teneur en eau calculé pour un potentiel matriciel de -3 m. Nous travaillons sur les valeurs moyennes des 20 premiers centimètres de sol.

Nous cherchons à connaître la quantité de demande climatique nécessaire pour assécher le sol jusqu'à ce qu'il soit praticable, c'est-à-dire jusqu'à ce que la teneur en eau critique soit franchie. Le modèle calcule un indicateur de l'état hydrique du sol. Chaque journée passée

alimente l'indicateur qui aura pour conséquence d'assécher le sol. Un facteur correctif lui est appliqué lorsqu'il pleut agissant comme une réinitialisation de la jauge et un retard dans le franchissement du seuil de praticabilité. La jauge s'arrête lorsque l'état hydrique de la couche est équivalent à la teneur en eau critique.

Les jours de praticabilité prédit par le modèle empirique sont comparés avec les jours de praticabilité simulés par le modèle mécaniste.

Le détail de la démarche est présenté dans le prochain paragraphe sous la forme d'un article scientifique.

6.2 Empirical model predicting the trafficability of compacted silty forest soil

6.2.1 Introduction

The mechanisation of forest operations is increasing in Europe since several years (Greaen et Sands, 1980) and soil quality is threatened. The main threats of soil degradation are erosion and compaction, which modifies soil physics by altering the soil porosity (McNabb et al., 2001; Frey et al., 2009; Bottinelli et al., 2014) and their hydraulic properties (Ballard, 2000; Williamson et Neilsen, 2000; Frey et al., 2009; Martin et al., 2019). Soil compaction affects tree growth due to the increase in the bulk density (McNabb et al., 2001; Ampoorter et al., 2007) and to the decrease in gas exchanges (Ballard, 2000; Goutal et al., 2013) making it difficult for roots to respectively penetrate into the soil and supply water and nutrients.

Soil susceptibility to compaction depends on three factors. (i) The intrinsic properties of the soil as the particle size distribution (Horn et Lebert, 1994; Fleming et al., 1999), the organic mater content (Horn, 1981; Guérif, 1988) and the proportion of coarse elements (Lewis, 1991; Fleming et al., 1999). These parameters do not change over time, or slowly. (ii) The load applied on the soil by forest harvesting engine that depends of the weight of the machines, the contact area and the distribution of the stress (Söhne, 1958; Keller et al., 2007; Lamandé et al., 2007). (iii) The soil water content at the time of the forest machine passage. It influences the soil mechanical properties and its deformation (Gras, 1988). The higher the water content is, the lower the bearing capacity of the soil will be. In an operational context, soil water content is rarely measured, as it requires specific measuring equipment as well as time and expertise from forest practitioners. Moreover, soil water content forecast can be useful for forestry operations planing.

Soil trafficability is defined as the soil capacity to support the circulation of forest machines without degrading soils (Earl, 1997; Obour et al., 2017). Soil trafficability can be assessed by comparing the soil water content in the surface layers during traffic to a threshold that must not be exceeded (Ziesak, 2003; Obour et al., 2017), the threshold being referred to the critical soil water content θ_c . Soil mechanical models (Maclaurin, 1990; Abebe et al., 1989; Keller et al., 2007; Dexter, 2007) are able to define the value of θ_c in order to respect the level of soil degradation permitted. Forest practitioners have strong interest for decision support tools to know the time windows during which the soil is trafficable. Such tools have already been developed but they require water content as input data (Ziesak, 2003; Vega-Nieva et al., 2009). In this study, we propose to overcome such a drawback by developing methods able to assess the soil state and thus the period with trafficable conditions according to weather conditions and soil properties. Moreover, to provide trafficability forecast, models driven by climate condition are required to simulate the soil water content.

The objective of this study is to propose a method for implementing an empirical model easily usable by forest practitioners able to predict trafficability days. The empirical model simulates the soil water status in a simple way using standard climate data as rainfall and the evapotranspiration of reference. Other factors as the soil properties or the canopy structure will also have an impact on the soil water content dynamic. We assume here that such a variability will be addressed through the parameters of the empirical model. By this approach we assume that for every soil/canopy structure conditions we must have a data set covering the climate variability. For this purpose, we used a mechanistic model to generate a synthetic data set of water dynamics of non-circulated and circulated silty soil. The synthetic data set will be used to set the empirical model and to assess the compaction effect on the soil trafficability time windows. Mechanistic models (e.g. Lafolie (1991), Šimůnek et al. (1998)), based on Richards equation, are able to integrate changes in the soil hydraulic properties due to compaction and can predict their impact on soil water dynamic. Their implementation is however a bit complex in an operational context since they require soil parameters that are difficult to collect and the implementation of numerical is not always straightforward. Therefore, their use in operational context might be complex, justifying our empirical approach.

6.2.2 Materials and methods

Description of Virtual Soil modelling platform

Modelling of the soil water dynamics was performed with the Virtual Soil (Vsoil) modelling platform developed by the National Institute of Agricultural Research (<https://>

[//www6.inra.fr/vsoil/](http://www6.inra.fr/vsoil/)). Our model, named VS-PASTIS_{forest}, is based on the PASTIS model (Prediction of Agricultural Solute Transfer In Soils) developed by Lafolie (1991) and improved by Findeling et al. (2007). It is now available in the VSoil platform. It is a one-dimensional mechanistic model of soil-plant-atmosphere system able to simulate the water and heat transfer in soils. It was proved to be robust and reliable to simulate soil water transfer on a physical basis. We used the water transfert module parametrized to forest context to modelling soil water dynamics of non-circulated and circulated soils.

Processes involved in the water balance of the soil-plant continuum and simulated with VS-PASTIS_{forest} are as follows : partition of the climate demand, interception and evaporation of the litter, interception and evapotranspiration of the canopy, root water uptake, soil water flow and runoff. Figure 6.1 shows the physical interactions between atmosphere, canopy, litter and soil compartments.

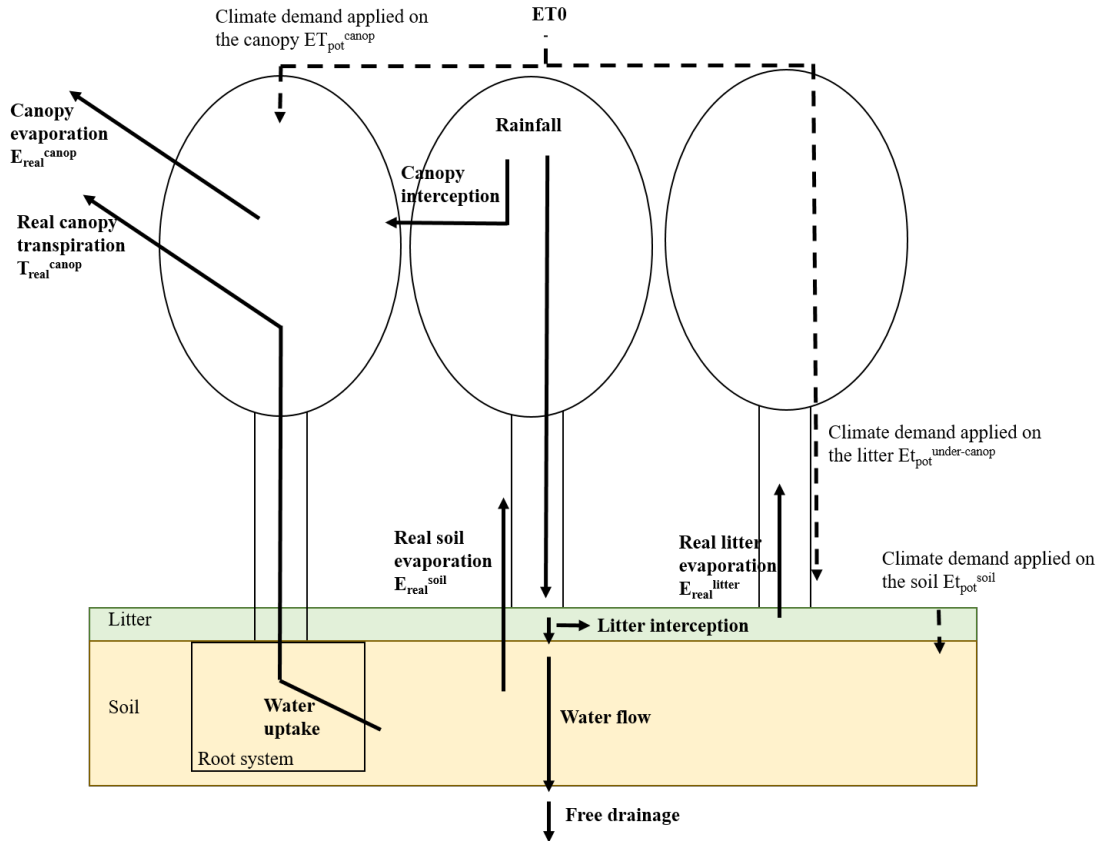


FIGURE 6.1 – Processes of a forest soil water balance modelling by VS-PASTIS_{forest}. Full lines represent the water flux and dotted lines represent the climate demand. θ is the soil water content and $ET0$ is the evapotranspiration of reference.

(a) Soil water storage and infiltrability

The soil water flow is modelled with the Richards's equation combining the Darcy's law for saturated and unsaturated conditions with the mass conservation law. A sink term is

added to represent the soil water uptake by roots (Eq. 6.1).

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K(h) \cdot \frac{\partial(h - z)}{\partial z} \right) - \Gamma(h, d_{root}(z, t)) \quad (6.1)$$

where θ is the water content ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), h is the matrix potential of the soil (m), z is the depth (m), C is the capillary capacity $\partial\theta/\partial h$ (m^{-1}), K is the hydraulic conductivity (m s^{-1}), Γ is a root water uptake term ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$) and d_{root} is the root density ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

The equation is solved using the finite difference approach, the fully implicit scheme and a fixed-point iterative method. Soil profile is discretized into a grid composed of 125 nodes through which the water flow is computed. The nodes are distributed with 50 mm of space increment in the middle of a soil layer and with 5 mm of space increment close to the boundary of soil layers. Modelling was performed with an automatic adaptative time step ranging from 10^{-5} to 3600 seconds according to the level of the water flow. The implementation of the model requires the knowledge of soil hydraulics properties as well as the boundary conditions (conditions at the top and the bottom of the soil, root water uptake) and the system initialization.

(b) Soil hydraulic properties

The hydraulic properties (soil water retention function $h(\theta)$ and hydraulic conductivity function $K(\theta)$) are defined by the relation of van Genuchten (Van Genuchten, 1980) with Mualem condition (Mualem et Assouline, 1989) (Eq. 6.2) for $h(\theta)$ and the relation of Brooks and Corey (Brooks et Corey, 1964) for $K(\theta)$ (Eq. 6.3).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left(1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right)^{-m} \text{ with } m = 1 - \frac{1}{n} \quad (6.2)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_{sat}} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} \right)^\eta \text{ with } \eta = \frac{2}{n \cdot m} + 2 + p \quad (6.3)$$

where θ_{sat} and θ_r are respectively the soil volumetric water content (VWC) at saturation and the residual VWC, h_g is a scale parameter (m), K_{sat} is the hydraulic conductivity at saturation (m s^{-1}), p is a tortuosity parameter and n , m and η are shape parameters.

By changing the hydraulic properties ($h(\theta)$ and $K(\theta)$), water flow in compacted soils can be accounted for.

(c) Boundary conditions at the soil surface

A Neumann-type boundary condition (i.e. imposed flux) was applied at the top during period of evaporation or precipitation. The VS-PASTIS_{forest} switches over a Dirichlet-type boundary condition (i.e. imposed matrix potential) when the soil matrix potential at the soil surface calculated to satisfy the climate demand falls below a prescribed threshold of

-500m. In that case, the soil matric potential at the soil surface is set to -500 m and the actual rate of evaporation is less than the potential soil evaporation rate. The Dirichlet-type boundary condition is also applied when a water layer appears at the surface resulting from a water supply flow greater than the maximum infiltrability of the soil. In forest, surface boundary conditions are strongly influenced by the tree canopy and the litter that influences the climatic demand partitionning between the canopy, the litter and the soil compartments.

Partition of the climate demand between vegetation, litter and soil

VS-PASTIS_{forest} uses the evapotranspiration of reference ET_0 to quantify the climate demand. The model separates ET_0 into (i) a fraction applied on the canopy ET_{pot}^{canop} , (ii) a fraction crossing the canopy $ET_{pot}^{under-canop}$ and applied on the top of the litter and (iii) a fraction applied on the top of the soil ET_{pot}^{soil} . The partition of the climate demand between the different compartments is computed by the Beer-Lambert law using the Leaf Area Index (LAI) and an extinction coefficient of the climate demand by the canopy k_{canop} for ET_{pot}^{canop} (Eq. 6.4) and $ET_{pot}^{under-canop}$ (Eq. 6.5), and using the litter cover rate and an extinction coefficient of the climate demand by the litter k_{lit} for ET_{pot}^{soil} (Eq. 6.6).

$$ET_{pot}^{canop} = ET_0 \cdot (1 - e^{-k_{canop} \cdot LAI}) \quad (6.4)$$

$$ET_{pot}^{under-canop} = ET_0 \cdot e^{-k_{canop} \cdot LAI} \quad (6.5)$$

$$ET_{pot}^{sol} = ET_{pot}^{under-canop} \cdot e^{-k_{lit} \cdot \tau_c} \quad (6.6)$$

where ET_0 is the evapotranspiration of reference (m), k_{canop} is the extinction coefficient of the canopy (-), k_{lit} is the extinction coefficient of the litter fixed at 0.075 (-) (Findeling et al., 2007), LAI is the Leaf Area Index ($m^2 m^{-2}$) and τ_c is the litter recovery rate ($m^2 m^{-2}$).

Partition of the rainfall between vegetation, litter and soil

The interception of the rain by the canopy and the litter depends on their maximum water storage capacities and respectively on the LAI and on the litter recovery rate. The amount of rain that is not intercepted by the canopy or by the litter reaches the soil surface. During rainfalls, transpiration flux is null. When the rain has stopped, the amount of water intercepted by the canopy is first completely evaporated, then transpiration flux begins.

(d) Boundary conditions at the soil bottom

We imposed a free drainage fixed with the Neumann-type condition as bottom boundary condition. It means that the formation of a temporary water table or capillary rise cannot be initiated at the bottom of the soil profile.

(e) Root water uptake

ET_{pot}^{canop} corresponds to evaporation after rainfall when intercepted water is present in the canopy or to transpiration in the other case when there is no more free water in the canopy. ET_{pot}^{canop} is distributed according to the root density normalized along the thickness of the soil investigated by root system (Eq. 6.7). Water uptake at each layer $\Gamma(h_{(z)})$ is reduced by a weighting function according to the soil water availability (Feddes et al., 1978) (Eq. 6.7). Total actual transpiration T_{actual}^{canop} is then defined by the sum of the root water uptake.

$$\Gamma(h_{(z)}) = ET_{pot}^{canop}(z) \cdot d_{root} \cdot \alpha(h) \quad (6.7)$$

$$T_{actual}^{canop} = \int_0^{z_{max}} \Gamma(h_{(z)}) \cdot dz \quad (6.8)$$

where T_{actual}^{canop} and E_{actual}^{lit} are respectively the actual transpiration (m) and the litter evaporation (m), $\alpha(h)$ is the weighting function of the root water uptake according to the soil matrix potential h (m) established by Feddes et al. (1978) and $d_{root}(z)$ is the root density normalized (-) according to the depth z (m).

(f) Litter evaporation

The litter evaporation depends on the climate demand applied on its top and on the litter water content (Eq. 6.9).

$$E_{actual}^{lit} = E_{pot}^{under-canop} \cdot g(\theta_{lit}) \quad (6.9)$$

where $g(\theta_{lit})$ is the weighting function of the litter evaporation according to the litter water content θ_{lit} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) established by Lafolie (1991).

Synthetic data set**(a) Simulation designs**

We used VS-PASTIS_{forest} to generate a synthetic data set of soil water dynamics covering a large range of climate sequences. It covers both circulated and non-circulated soils and simulations were initialized considering saturated condition. The synthetic data set was then used to develop and calibrate an empirical model.

As the first 20 centimeters of the soil are the most constrained during logging (Söhne, 1958; Lamandé et al., 2004), we have focused on this soil thickness hereafter referred to as the layer of reference. After each simulation, we calculated the volumetric water content average of the layer of reference $\theta(t)$.

We defined the traffic day d_{in} as the first date where soil water state allows forest harvesting machinery to enter into the forest with a limited risk of soil compaction (Fig. 6.2). It refers to the time required for the soil to dry from the initial saturated state to a critical water content. The critical water content θ_c is defined as the soil water content threshold below which the soil is dry enough to support the passage of machinery. In this study, we fixed θ_c at $0.315 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ corresponding to the value of the water content calculated for a matric potential equal to -3 m of the non-circulated soils. Same value was used for circulated soils. For each simulation, d_{in} was recorded when the simulated $\theta(t)$ reaches the critical value θ_c .

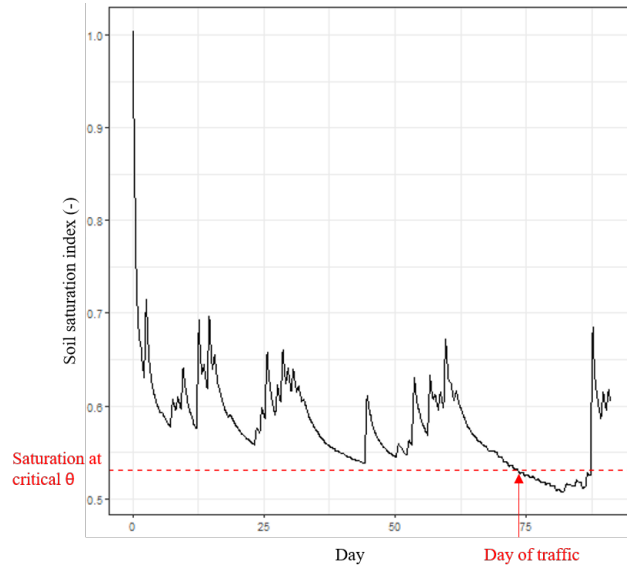


FIGURE 6.2 – Soil saturation index (θ/θ_{sat}) simulated by VS-PASTIS_{forest} with climate data of Nancy station in winter 2015 and estimation of d_{in} with a critical water content fixed at $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Inputs of VS-PASTIS_{forest} model are the soil water properties for each soil layers, the standard climate data as daily rainfall and evapotranspiration of reference, canopy and litter characteristics and the root profile. The model was parametrized with the data collected in a plot located at Azerailles in the North-East of France (coordinates : 48.51, 6.69, alt : 326 m), except for the root density profile where the measurements were made in Bourgogne-Franche Comté french region on a similar stand and soil.

(b) Climate data

We used the daily meteorological data collected at the Nancy station from 1991 and 2018 to calibrate the empirical model and those collected at the Dijon station (coordinates : 47.16, 5.05 ; alt : 219 m) from 2008 to 2018 for its evaluation. We have chosen to use the Dijon climate, located about 200 km from Nancy, to assess the capacity of the empirical

model to take into account the climate variability of a similar region. We used the daily Penman-Monteith equation to compute ET₀ (FAO, 2006). We studied two contrasting periods : (i) summer (from June to September) when foliage is maximum and when the processes related to the evapotranspiration are expected to be the most important drivers of the soil water dynamic and (ii) the winter (from January to April) when the foliage is null, the evapotranspiration influence is low and soil water dynamic is expected to be driver by redistribution processes. We also used, for both periods, 10 climate sequences where rainfalls were set to 0 to assess the soil drying dynamics without water supply.

(c) Stand characteristics

The stand is composed of 90 years old beech (*Fagus*) with areal basal of 20.9 m² ha⁻¹. The root profile was measured on four silty soils located in Bourgogne-Framche Comté french region under similar stand as Azerailles. We used the impact method (Smit et al., 1950) that consists to count the number of roots crossing a vertical section. Four replications were done on non-circulated and circulated soils and were then averaged to obtain the root density profiles (Tab. 6.1).

Tableau 6.1 – Root density profile d_{root} (m³ m⁻³) used as input data of VS-PASTIS_{forest}. NC : Non-circulated soils and C : Circulated soils.

Depth (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
N-C	0.835	0.705	0.618	0.553	0.453	0.350	0.190	0.120	0.000	0.000
C	0.945	0.570	0.433	0.380	0.240	0.220	0.105	0.058	0.000	0.000

(d) Soil characteristics

The soil profile was splited into three layers (0-10 cm, 10-40 cm and 40-10 cm) whose boundaries correspond to soil horizons. Particle size distribution, bulk density, organic matter content and hydraulic properties were measured at 0-10 and 15-25 cm of depth. These collected data were used to configure respectively the first and second layer of the soil profile (Tab. 6.2).

We estimated the hydraulic properties on the non-circulated soil with the BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfert properties) procedure (Lassabatère et al., 2006; Angulo-Jaramillo et al., 2019) by performing infiltration tests and measuring particle size distribution. BEST algorithm uses pedotransfer functions to estimate the shape parameters of $K(\theta)$ and $h(\theta)$. θ_{sat} was deduced from the bulk density ρ_b measurements and the solid density ($\rho_s = 2.65$ g cm⁻³) : $\theta_{sat} = 1 - \rho_b / \rho_s$ and θ_r is assumed to be null (Lassabatère et al., 2006).

Preliminary results showed that the measured evolution of soil water content at different depths were not well simulated with these initial hydraulic parameters. Therefore, we optimized the hydraulic properties with the Levenberg-Marquart algorithm (Moré, 1978) to obtain a more precise agreement between simulated and measured soil water content dynamic. The obtained parameters are presented in table 6.2. We assumed that the hydraulic properties of the third layer were the same as those of the second layer except for K_{sat} , reducing by a ratio of 10.

We applied a corrective factor on the value of K_{sat} and θ_{sat} of the non-circulated soil (Martin et al., 2019) (see the values in brackets in the tab. 6.2).

Tableau 6.2 – Soil characteristics measured on the studied site : clay and silt content, organic carbon (C_{org}), pH, bulk density (ρ_d). The value of n is corresponding to Mualem condition (Mualem et Assouline, 1989) calculated from the shape index (Leij et al., 2005). The calculated hydraulic parameters of circulated soil are done in the brackets.

Depth	Clay	Silt	C_{org}	pH	ρ_d	θ_{sat}	θ_r	α	n	K_{sat}	η
cm	%	%	kg kg ⁻¹	-	kg m ⁻³	m ³ m ⁻³	m ³ m ⁻³	m ⁻¹	-	m s ⁻¹	-
0-10	14.5	66.5	42.01	4.18	1.07	0.59 (0.537)	0	33.3	1.26	1.15 10 ⁻⁵ (1.03 10 ⁻⁶)	11.09
10-40	15.4	65.8	8.85	4.19	1.22	0.54 (0.487)	0.09	36	1.25	4.71 10 ⁻⁶ (4.20 10 ⁻⁷)	11.04
40-100	-	-	-	-	-	0.54 (0.487)	0.09	36	1.25	4.71 10 ⁻⁷ (4.20 10 ⁻⁸)	11.04

(e) Partition of the climate demand by the Beer-Lambert law

Here we assumed that the partition of the climatic demand between the canopy and the other compartment is comparable to that of the radiation. This means that the reduction of the convective flow within the canopy is similar to that of the radiative flux. We measured the solar radiation crossing the canopy during the maximum foliage period with 4 pyrometers installed on the soil and we calculated the extinction coefficient k_{canop} from the Beer-Lambert Law (Eq. 6.10) .

$$k = \frac{-\log\left(\frac{R_i}{R_g}\right)}{LAI_{max}} \quad (6.10)$$

where R_g is the global radiation (W m⁻²) measured by the Luneville meteorological station (coordinates : 48.30, 6.50 ; alt : 305 m), R_i is the radiation reaching the soil surface (W m⁻²) and LAI_{max} is the maximum LAI fixed at 5 m² m⁻² (Breuer et al., 2003). Collected

litter in cylinder were dried and weighted to calculate its mass per unit area and then were immersed in water and drained during respectively one hour and 30 minutes to calculate the maximum storage capacity of the litter.

6.2.3 Results

Average times

From the data set, we made a first analysis to evaluate average drying times after soil saturation estimated from VS-PASTIS_{forest}. The results are presented in the table 6.3. For not rainy weather condition, we found that after saturation of a non-circulated silty soil, we have to wait 4.4 days in summer and 9.14 days in winter until θ_c is reached. On compacted soils, θ_c (i.e. $0.315 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) is reached with an additional delay of 1.36 days in summer and 4.76 days in winter. For rainy weather conditions after soil saturation, we have to wait 6.8 days in summer and 23.6 days in winter. On compacted soils, θ_c is reached with an additional delay of 2.6 days in summer and 16.8 days in winter compared to non-circulated soils.

Tableau 6.3 – Average of the days to wait after saturation of a silty soil estimated from VS-PASTIS_{forest} under dry and wet weather conditions. NC : non-circulated soil and C : circulated soils.

		not rainy weather	rainy weather
NC	summer	4.4	6.8
	winter	9.1	23.6
C	summer	5.76	9.4
	winter	13.9	40.4

d_{in} is significantly different according to the season and the soil compaction, this implies to set the model for each case. In addition, rainfall and climatic history strongly influences the dynamics of soil drying.

Estimation of d_{in} with θ_c

Evolution of d_{in} with θ_c was studied on two contrasted climates from the data set : (i) 2015 was a dry year with a total rainfall amount of 153 mm from January to the end of March and of 86.5 mm from June to the end of August, (ii) 2018 was a wet year with a total rainfall amount of 259 mm from January to the end of March and of 143.7 from June to the end of August. d_{in} was calculated when the soil water content has reached different values of θ_c ranging from 0.20 to $0.50 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Fig. 6.3). The lower is the critical water content, the longer is the period to wait before reaching the practicability threshold.

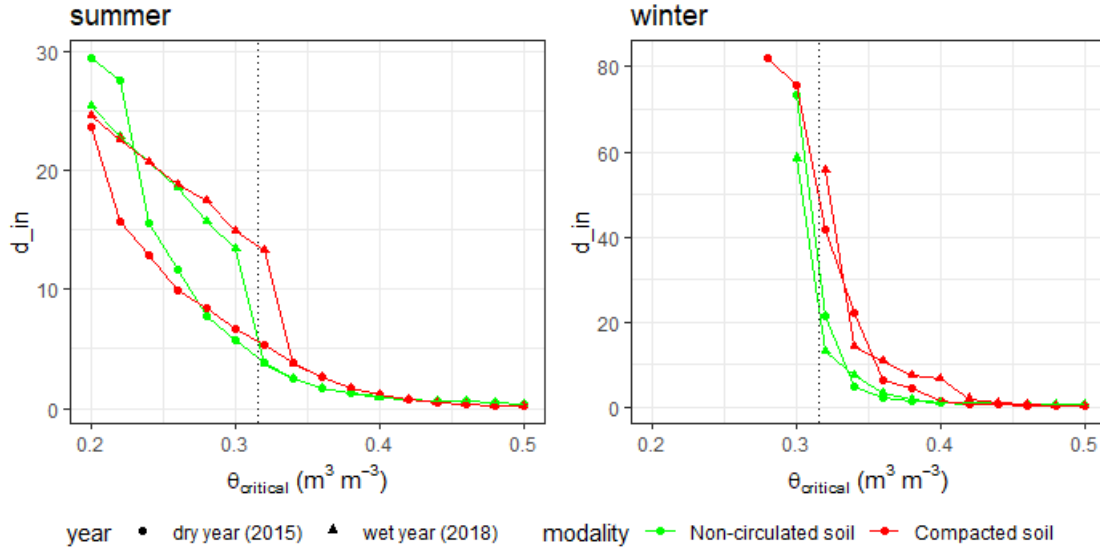


FIGURE 6.3 – Relationship between the simulated d_{in} with VS-PASTIS_{forest} and the value of the critical water content on two contrasted climates and effect of compaction on d_{in} . 2018 corresponds to a wet year and 2015 corresponds to a dry year. The dotted line referred to θ_c used in this study to describe the procedure of the empirical model development.

Figure 6.3 shows fast soil drying when θ_c is greater than $0.40 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ regardless of the season and compaction intensity. It only requires 1 or 2 days to reach θ_c . Little variability is observed within such a water content range.

When θ_c is lower than $0.40 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, d_{in} increases as θ_c decreases. In summer, the decrease in θ_c leads to a regular linear increase in d_{in} for the dry year whereas in winter, low decrease in θ_c leads to high variation of d_{in} that may lead to times longer than the simulation period (i.e. 80 days). Figure 6.3 shows the strong effect of seasonality on soil drying dynamic. Indeed, processes involed in the soil drying dynamic change according to the period of the year. The model must be calibrated to take into account the contribution of each process according to the season. Furthermore, in winter, d_{in} is very sensitive to θ_c when its value is less than $0.35 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, which is the range of expected actual critical soil water content.

We found that d_{in} is longer in circulated soil than in non-circulated soil for $\theta_c < 0.40 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$. The observed delay is short in summer, about the day, whereas in winter it can range from few days to 40 days for the small values of θ_c . The empirical model must also be calibrated according to the compaction intensity.

The climatic year (rather dry or rather humid) has an impact only in summer. The effect is observed on the curve when d_{in} increases rapidly around the value of $\theta_c = 33\%$ for circulated soil or $\theta_c = 31\%$ for non-circulated soil. This increase is related to the presence

of a rainy event and suggests that d_{in} prediction strongly depends on the climate history. The empirical model must integrate daily weather forecast.

This first analysis shows that climate period and history have an impact in d_{in} . This lead to consider winter and summer periods separatly and implies that the empirical model must take into account the climate history. According to these results, the main features of an empirical model for predicted d_{in} should include the climatic history, the period of the year and the intensity of the soil compaction.

Empirical model

Soil water dynamic in the reference layer involves two processes : soil evaporation and root water uptake on the one hand and soil water fluxes at the bottom of the layer on the other hand. The relative importance of each processes depends on the season. In winter, evapotranspiration fluxes are limited due to a low climatic demand and then soil water flux at the bottom of the layer is expected to be the most important process. In contrast, evapotranspiration has a greater impact in summer. Evapotranspiration is related to the climate demand, whereas we supposed that cumulative soil water flux is a function of time and is therefore related to the cumulative number of days since the beginning of the soil drying process. We combined both processes in a single daily indicator computed as a weighted sum of the daily ET0 and a term representating the elapsed time since the beginning of the simulation that take account of the soil water flux (Eq. 6.11).

$$I_d = \alpha \cdot ET0_d + \beta \quad (6.11)$$

where I_d is the daily indicator (-), $ET0_d$ is the daily evapotranspiration of reference (m), α and β are empirical parameters to be fitted as a function of the season (-).

The cumulative indicator $\sum I_d$ is a proxy of the soil water status. A corrective factor is applied when it is raining that resets the indicator and induces a delay in reaching the trafficability threshold (Eq. 6.12). The indicator is stopped when it has reached its critical value I_c which corresponds to the time when the soil water content of the reference layer is lower to θ_c for the first time (Eq.6.13).

$$\sum I_{d+1} = \sum I_d + (\alpha \cdot ET0_{d+1} + \beta) - \epsilon(a \cdot \sum I_d + b \cdot R_{d+1}) \quad (6.12)$$

$$\epsilon = 0 \text{ if } P_{j+1} = 0 \text{ and } \epsilon = 1 \text{ if } P_{j+1} > 0$$

$$d_{in} = \min\{d_{in} | \sum_{d=1}^{d_{in}} I_d > I_c\} \quad (6.13)$$

where I_d is the climate indicator of the water balance of the layer (-), R is the daily rainfall

(m), α and β are coefficients reflecting respectively the part of the climate demand and the drainage on the water balance of the layer, a and b are coefficients of the corrective term.

The effect of the rainfall on the indicator computed with the empirical model is showed in the figure 6.4. On rainy days, the indicator is decreasing. The greater is the rain, the stronger is the corrective term.

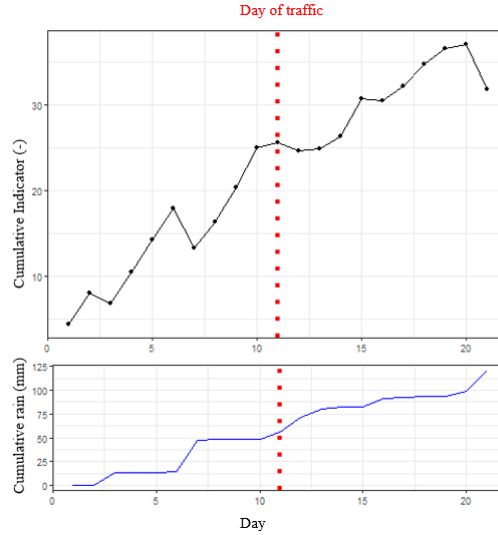


FIGURE 6.4 – Example of the evolution of the climatic indicator I of the water balance according rainfall in summer 1997 at Nancy.

Determination of α and β

The α and β parameters of the equation 6.12 were computed with simulations performed without rain R_0 to highlight the importance of evapotranspiration and infiltration processes on the drying dynamic. We simulated 10 climate sequences on summer and winter periods without rain and calculated (i) the average of the cumulative reference evapotranspiration $ET_{0,avg,R0}$, (ii) the average of the cumulative actual evapotranspiration $ETR_{avg,R0}$ and (iii) the average of the water flux at the bottom of the reference layer $Inf_{avg,R0}$ from the beginning to the time when the θ_c is reached (i.e. d_{in}). We defined the amount of water flux leaving the reference layer as the sum of reference layer ETR and the infiltrative flux at the bottom of the reference layer. Then, we calculated the fraction of the evapotranspiration processes r_{ETR} and of the drainage r_{inf} in the water balance

with the equations 6.14 and 6.15.

$$r_{ETR} = \frac{ETR_{avg,R0}}{ETR_{avg,R0} + Inf_{avg,R0}} \quad (6.14)$$

$$r_{Inf} = \frac{Inf_{avg,R0}}{ETR_{avg,R0} + Inf_{avg,R0}} \quad (6.15)$$

As the processes involved in the water balance change according to the period of the year, it is necessary to estimate different set of parameters of the empirical model. We have defined the parameters α and β to take into account the weight of the different processes involved in the soil drying dynamic. The α parameter represents the amount of climate demand weighted by r_{ETR} (Eq. 6.16) and the β parameter is equal to r_{Inf} (Eq. 6.17).

$$\alpha = \frac{r_{ETR}}{ET0_{avg,R0}} = \frac{1}{ET0_{avg,R0}} \cdot \frac{ETR_{avg,R0}}{ETR_{avg,R0} + Inf_{avg,R0}} \quad (6.16)$$

$$\beta = r_{Inf} = \frac{Inf_{avg,R0}}{ETR_{avg,R0} + Inf_{avg,R0}} \quad (6.17)$$

Without rain, the non-circulated soil needs on average a cumulative climate demand of 19.90 mm and 3.10 mm in summer and winter respectively to dry until crossing θ_c . Values are almost the same on circulated soil. In summer, $r_{ETR} = 24 \pm 3 \%$: it means that the evapotranspiration processes account for about a quarter of the water balance whereas in winter they are less significant and act on $5 \pm 3\%$ meaning that the drainage is the main process involved in the soil drying dynamics. r_{Inf} is higher for circulated soils meaning that less amount of water is available to satisfy the climate demand. According to these results, we expected that α parameter will be greater in summer than in winter and conversely that β parameter will be lower in summer than in winter. This assumption is confirmed by the values of α and β computed from the equations 6.16 and 6.17 presented on the table 6.4.

Tableau 6.4 – Calculated value of the cumulative actual evapotranspiration for climate sequence without rain (m) $ETR_{avg,R0}$, the fraction of the drainage on the water balance r_{Inf} , the fraction of the evapotranspiration flux in the water balance r_{ETR} and the coefficients α and β calculated from the equations 6.16 and 6.17.

		Non-circulated soils		Circulated soils	
parameter	unit	summer	winter	summer	winter
$ETR_{avg,R0}$	mm	19.90	3.10	18.85	3.15
r_{ETR}	-	0.24	0.05	0.15	0.01
$r_{Inf} = \beta$	-	0.76	0.95	0.85	0.99
α	-	0.012	0.002	0.008	0.003

Estimation of a, b and I_c

The a and b parameters of the equation 6.12 and I_c parameter are fitted from the synthetic data set. We estimated the parameters of the empirical model by solving the nonlinear least-squares problems with the Levenberg-Marquardt algorithm of the “minpack” package (Elzhov et al., 2016) on the free software environment R (R Core Team, 2018). For each period, α and β were set to previously values and we optimized a, b and I_c parameters. The objective function minimizes the sum square of the days of traffic simulated by vs-PASTIS_{forest} $d_{in,pred}$ and the days of traffic predicted by the empirical model $d_{in,pred}$. To compute the function, initial parameters are needed and were estimated with a mapping method which consists to assess the distribution of the sum square through a set of parameters and find the best combination.

The estimated parameters a, b and I_c are presented on the table 6.5. In summer, the empirical model is able to predict the days of traffic with an error of 1.27 days for non-circulated soils and of 2.05 days for circulated soils. In winter, the quality of the empirical model prediction is low with an error of 10.24 days for non-circulated soils and 10.22 for circulated soils. I_c parameter is always significant while a and b parameters are not always.

Tableau 6.5 – Estimated value of a, b and I_c . RMSE and r^2 are respectively the root mean square error and the correlation coefficient. *, **, *** means that the estimated parameter is significant with an error of less than 5%, 1% and 0.1% respectively. The absence of mark means that the estimated value is not significant.

	Non-circulated soils		Circulated soils	
Periods	summer	winter	summer	winter
a	0.064 (0.058)	0.012 (0.054)	0.137 (0.063) *	0.047 (0.098)
b	0.061 (0.017) **	0.000 (0.099)	0.048 (0.045)	0.086 (0.160)
I_c	4.080 (0.337) ***	21.18 (4.330) ***	5.386 (0.670) ***	22.50 (8.85) *
RMSE	1.27	10.24	2.05	10.22
r^2	0.78	0.005	0.64	0.02

We plotted $d_{in,pred}$ versus $d_{in,pred}$ in summer and winter in figure 6.5. The correlation coefficient in summer and winter is respectively $r^2 = 0.78$ and $r^2 = 0.005$ for non-circulated soil and $r^2 = 0.64$ and $r^2 = 0.02$ for circulated soil.

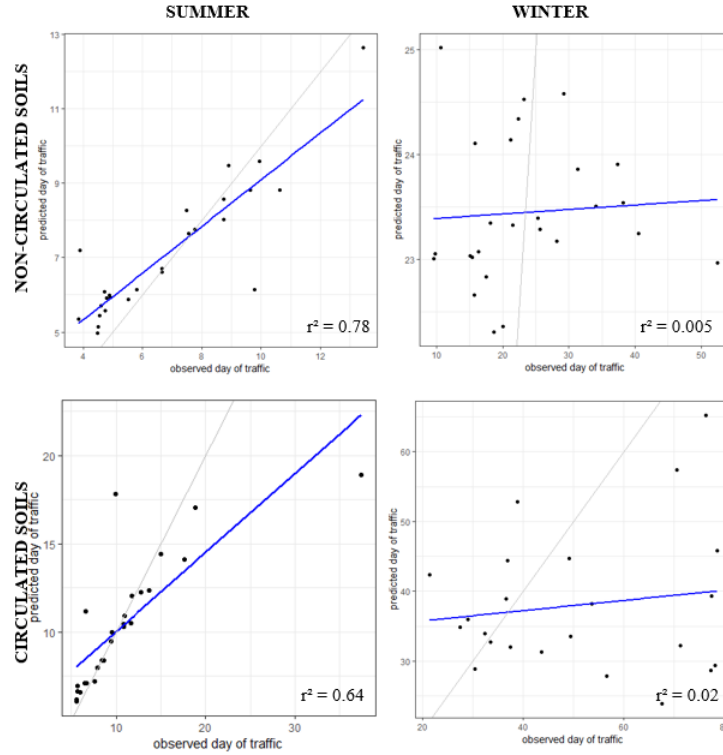


FIGURE 6.5 – Comparison of the predicted (from the empirical model) versus the observed (from $VS-PASTIS_{forest}$) of the d_{in} on non-circulated and circulated soils in summer and winter periods with all the data set. Blue lines correspond to the linear regression and grey lines correspond to the line 1 :1. r^2 is the coefficient of correlation. Calibration step.

In winter, poor quality of the empirical model prediction occurs when the soil water content oscillates around the critical value and thus d_{in} is delayed and since an additional wetting drying cycles has to be covered. The figure 6.6 shows an example where the empirical model tends to cross θ_c too early compared to the prediction of Virtual Soil model.

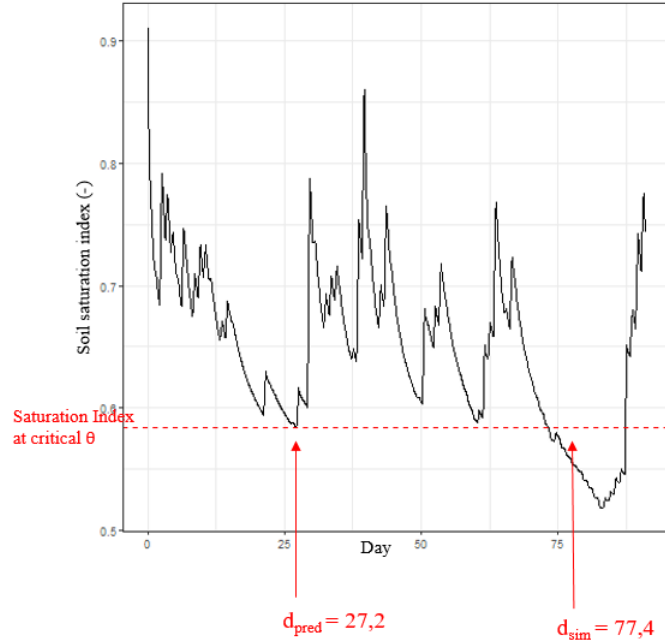


FIGURE 6.6 – Example of the case where the observed (i.e. from VS-PASTIS_{forest}) day of traffic $d_{in,pred}$ is delayed compared to the predicted (i.e. from empirical model) day of traffic $d_{in,pred}$ because of rainy events.

We establish a method for filtering the sensitive climate sequences to avoid the calibration of the empirical model on uncertain $d_{in,pred}$. We estimated with VS-PASTIS_{forest} the days of traffic for $\theta_c + 5\%$ and calculated the difference of $d_{in,pred}$ between θ_c and $\theta_c + 5\%$. A large difference between $d_{in,pred}$ with θ_c and $d_{in,pred}$ with $\theta_c + 5\%$ means that θ oscillates around the threshold value and that a small variation of θ_c can significantly delay $d_{in,pred}$. We have eliminated the climate sequences where the difference of $d_{in,pred}$ between θ_c and $\theta_c + 5\%$ is more than 6 days in summer and 15 days in winter. We estimated a , b and I_c from the new dataset composed respectively of 23 and 15 climate sequences in summer and winter. The results are presented on the table 6.6. In summer, the empirical model is able to predict d_{in} with an accuracy of the order of the day or less in respectively circulated and non-circulated soils. Conversely to the previous estimations, all parameters are significant. In winter, the accuracy of the empirical model prediction is better than the previous one by estimating d_{in} with an error of 3.84 days for non-circulated soils and of 6.39 for circulated soils. New $d_{in,pred}$ were plotted as a function of $d_{in,pred}$ in summer and winter in figure 6.7. The correlation coefficients in summer and winter are respectively $r^2 = 0.95$ and $r^2 = 0.13$ for non-circulated soils and $r^2 = 0.83$ and $r^2 = 0.003$.

Tableau 6.6 – Estimated value of a , b and I_c parameters after filtering the climate sequences. RMSE and r^2 are respectively the root mean square error and the correlation coefficient. *, **, *** means that the estimated parameter is significant with an error of less than 5%, 1% and 0.1% respectively. The absence of mark means that the estimated value is not significant.

	Non-circulated soils		Circulated soils	
Periods	summer	winter	summer	winter
a	0.119 (0.028) ***	0.034 (0.035)	0.126 (0.035) **	0.0006 (0.045)
b	0.073 (0.009) ***	0.000 (0.046)	0.052 (0.014) **	0.133 (0.152)
I_c	3.319 (0.123) ***	14.14 (1.985) ***	5.33 (0.172) ***	27.05 (9.90) *
RMSE	0.73	3.84	1.002	6.39
r^2	0.95	0.13	0.83	0.003

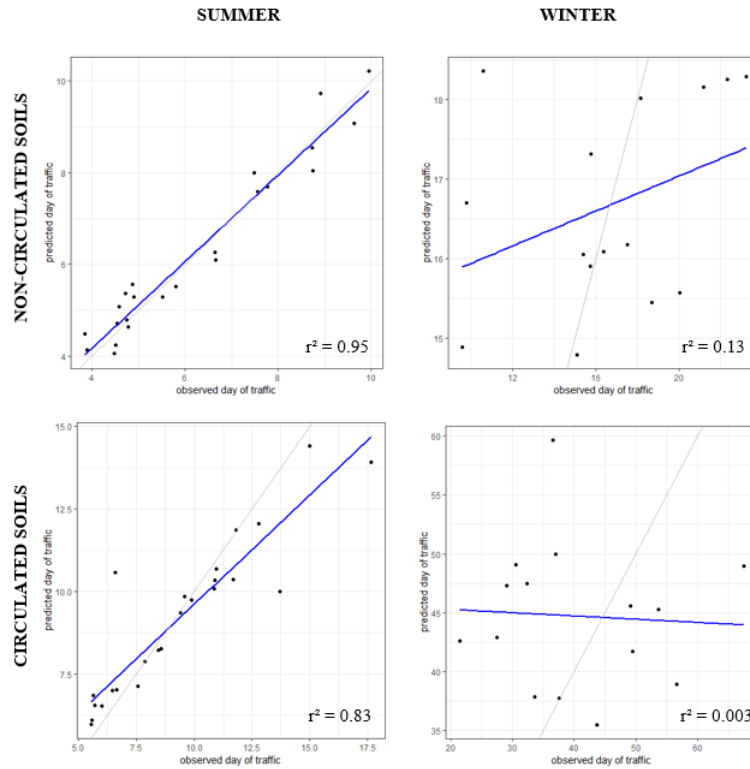


FIGURE 6.7 – Comparison of the predicted (from the empirical model) versus the observed (from VS-PASTIS_{forest}) of d_{in} on non-circulated and circulated soils in summer and winter periods with filtered climate sequences. Blue lines correspond to the linear regression and grey lines correspond to the line 1 :1. r^2 is the coefficient of correlation. Calibration step.

Evaluation of the empirical model

We used the coefficients estimated previously to evaluate the prediction accuracy of the empirical model. In summer, residuals are close to the 1 :1 line except for 2 climate

sequences where $d_{in,pred}$ is underestimate. The correlation coefficient (i.e. $r^2 = 0.58$) is strongly influenced by these points which correspond to climatic sequences where the water content oscillates around the threshold value. The empirical model correctly predicts d_{in} (rmse = 2.57 days) and the estimated coefficients, fitted on a data set obtained with specific climate sequences, could be used with different climate sequences.

In winter, the model does not correctly predict d_{in} leading to a low correlation coefficient ($r^2 = 0.43$) and a low accuracy (rmse = 8.4 days). It tends to underestimate d_{in} on both circulated and non-circulated soils.

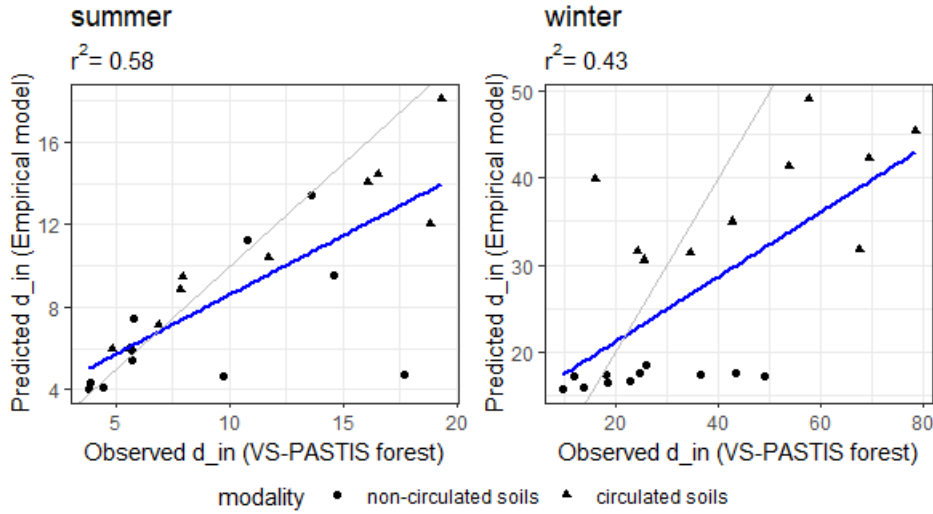


FIGURE 6.8 – Prediction of d_{in} under Dijon climates with the empirical model and comparison with the observed d_{in} given by VS-PASTIS_{forest}. r^2 is the coefficient of correlation. Evaluation step.

6.2.4 Conclusion and discussion

We proposed a method to estimate the first day of soil trafficability d_{in} . This method is based on an empirical model that was calibrated on a synthetic data set generated by a mechanistic model of water balance based on the Richards' equation. The generation of the synthetic data set should be carried out for each configuration of "soil x stand x climate" and the calibration of the empirical model must be done according to the value of θ_c . Moreover, as most important processes of the soil water dynamic are different according to the season, the calibration must be carried out for summer and for winter condition. Generating the data set requires a representative climate data set, stand parameters, soil hydraulic properties and θ_c .

The empirical model is able to predict the d_{in} after soil water saturation of a silty forest soil with an accuracy of 2.7 and 1.4 days in summer for non-circulated and circulated soils respectively. In winter, the prediction accuracy is lower : 8.4 days for both non-circulated

soils and circulated soils. In this study, we fixed the value of θ_c at $0.315 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to illustrate the procedure of the empirical model development. The value is located in the very sensitive range of value in winter (see Fig. 6.3). We found that the model is sensitive to scenarios in which the soil water content oscillates around the threshold value θ_c . Indeed, when rainy events are frequent and close together, a small variation of θ_c can significantly increase the time to wait until the next harvesting operation.

The high sensitivity of a variable such as d_{in} determined by crossing a threshold is unavoidable when there are cyclical conditions of drying wetting, which is particularly common in winter. It would then be more judicious from a numerical point of view but also more relevant from a decision-making point of view to consider the trafficable period instead, which implies evaluating our models over long sequences and ensuring that the calculated soil moisture proxy does not diverge from the actual soil water content.

The empirical model can be used as a decision-making tool for forest managers in summer or during periods when rainfall events are quite spaced. For enhanced genericity, we propose several prospects of improvement :

- The empirical model must be launched when the soil is saturated. Soil saturation can easily be assessed on the field or according to weather forecast. In summer, soil saturation might not be always obtained, so taking another initial condition may be interesting. For example, the model could be launched 24 hours after a heavy rainfall, when the soil has dried. A sensitivity analysis on d_{in} to the initial condition could be performed to assess how d_{in} changes with the initial condition ranging from the soil water content under the field capacity and θ_{sat} . But using a different initial condition will always pose the problem of when to start simulations. Another possibility, probably simpler, is to set the mechanistic model over a longer period of time in order to avoid the model initialization problem.
- In this study, the empirical model applies on a silty soil under a 90 years old beech stand with $\text{LAI}_{max} = 5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. This is a generic model that can be applied to other soils and stands but it requires new parameters representative of the soil and the stand. The main difficulty concerns the hydraulic parameters, which are often unknown. Pedotransfer functions can predict water parameters from easily accessible data such as bulk density, texture and organic matter content. This type of relationship can be used to generate the data set. However, it is expected that the prediction of the day will be degraded because the hydraulic properties estimated by the pedotransfer functions are generally less accurate than those resulting from experimental measurements.. It would be interesting to evaluate the consequences on the quality of the prediction using a pedotransfer function with a mechanistic

model. If the use of pedotransfer functions is successful, then we can imagine generating a data set and calibrating the empirical model for each textural classes recorded in a forest massif. They could be implemented in a dynamic map of soil trafficability with a geographic information system (GIS) software.

- The studied compacted soil corresponds to a low degraded soil without rut. The presence of ruts can leads to an accumulation of water at the soil surface and to a delay of the soil drying. Similary, the soil drying process is expected to slow down if a water table is present at the bottom of the soil profile. These two parameters should act on the β term representing the water flux of the empirical model. The presence of water at the soil surface or of a water table at the bottom of the soil profile can easily be taken into account by VS-PASTIS_{forest} by modifying the boundary conditions. The synthetic data set could thus be completed with different scenarios : presence/absence of rut and presence/absence of water table.

Conclusion de la partie III

Le paramétrage du modèle mécaniste en contexte forestier s'est déroulé en deux temps :

- (i) Le partitionnement de la demande climatique a travers les différents compartiments, que sont la canopée, la litière et le sol, a été établi à partir d'expérimentations et de données bibliographiques. Nous avons fourni des éléments et pistes permettant de facilement caractériser le couvert végétal, la litière et le profil racinaire. Le modèle est ainsi paramétré pour un peuplement de type chênaies, hêtraies et/ou charmaies ayant 50 à 100 ans.
- (ii) La caractérisation du sol avec les propriétés hydrodynamiques estimées avec la méthode BEST n'est pas suffisante pour fournir une bonne prédiction de l'évolution de la teneur en eau du sol. En effet, l'analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques sur le modèle a permis de mettre en évidence des incertitudes sur l'hypothèse de nullité de la teneur en eau résiduelle θ_r et sur l'estimation du paramètre α de la courbe de rétention. Une étape de calage des paramètres est alors nécessaire ce qui rend la mise en oeuvre du modèle plus difficile. Nous avons testé d'utiliser une fonction de pédotransfert comme alternative. Même si, globalement, la dynamique de teneur en eau est correctement restituée dans le cas d'AZ, l'erreur est importante. L'utilisation d'une fonction de pédotransfert pour estimer les propriétés hydrodynamiques dégrade davantage la prédiction de θ que la procédure BEST.

L'utilisation du modèle mécaniste pour générer une base de données regroupant les dynamiques de dessèchement des sols saturés sous différents scénarios météorologiques nous a permis de développer un modèle empirique capable de prédire de praticabilité du sol à partir des prévisions météorologiques. Le modèle empirique présenté prédit le prochain jour de praticabilité à moins d'un jour près en été. En hiver, sa précision n'est pas satisfaisante (4.76 jours) et s'explique par la sensibilité du modèle aux séquences météorologiques constituées d'événements pluvieux fréquents et rapprochés. Le modèle présenté s'applique pour une seule configuration " sol x peuplement x climat x θ_c " mais la démarche générique proposée peut s'appliquer à d'autres configurations.

Conclusion générale

Rappel des objectifs

L'objectif final de ce travail était de proposer une méthode de mise en oeuvre d'un modèle mécaniste pour prédire l'état hydrique des sols forestiers non circulés et des cloisonnements puis leur trafficabilité. Ce travail s'est déroulé en trois temps :

- (1) La mise en place d'un observatoire des cloisonnements qui a permis de fournir une base de données sur les propriétés hydrodynamiques des sols forestiers et de mieux comprendre la dynamique hydrique des cloisonnements.
- (2) Le paramétrage d'un modèle mécaniste en contexte forestier qui initialement avait été développé pour des cultures. Et l'évaluation de la prédiction de la teneur en eau des sols selon les propriétés hydrodynamiques considérées pour caractériser le sol.
- (3) Le développement d'un modèle empirique capable de prédire le temps à attendre entre la saturation du sol et le moment où il est de nouveau praticable ("jour de praticabilité"). Le calage du modèle empirique est basé sur un jeu de données fourni par le modèle mécaniste.

Résultats

Nous avons constitué une **base de données des propriétés hydrodynamiques** des sols forestiers regroupant 14 sites répartis dans le quart Nord-Est et la région centre de la France. Ces sites sont caractérisés par des textures à dominance limoneuses à limono-argileuses et des peuplements composés de chênes, charmes et hêtres âgés de 25 à 150 ans. La comparaison entre les propriétés hydrodynamiques mesurées sur la zone non circulée et sur le cloisonnement nous a permis de quantifier l'effet du tassement : nous avons mesuré sur les cloisonnements une réduction moyenne de la conductivité hydraulique à saturation d'un facteur 3.3 et 3.4 à 0-10 et 15-25 cm respectivement et une diminution de 8.4% de la teneur en eau à saturation sur la couche 0-25 cm. Nous avons établi, pour la première fois, une loi de passage permettant d'estimer les propriétés hydrodynamiques des sols tassés à partir des propriétés hydrodynamiques des sols non circulés. Il s'agit de la première étape de simplification et d'opérationnalité du modèle mécaniste (voir (2) de la figure 6.9).

Nous avons paramétré le modèle mécaniste de manière à ce qu'il soit **adapté au milieu forestier**. L'enjeu majeur a été de partager correctement la demande climatique entre les différents compartiments du système. Nous proposons un jeu de paramètres caractérisant les processus en jeu dans le bilan hydrique d'un sol forestier sous des peuplements similaires à ceux de l'observatoire et nous fournissons des pistes et relations empiriques permettant de caractériser d'autres peuplements : phénologie, indice foliaire maximal et profil racinaire. Les observations menées dans cette étude n'ont pas permis de distinguer

une différence significative entre le couvert végétal recouvrant la bande boisée et celui recouvrant le cloisonnement, ce qui suppose que le même partage de la demande climatique et des précipitations s'applique dans les deux cas. Seule une diminution de 11% de la densité racinaire a été mesurée, sous le cloisonnement, le long du profil.

Nous avons évalué la capacité du modèle à restituer correctement les dynamiques hydriques des sols d'Azerailles et de Hesse avec **différents jeux de paramètres hydrodynamiques selon leur accessibilité** puisque l'idée, à terme, est de se baser sur l'utilisation de données facilement accessibles. La méthode BEST, méthode expérimentale simple et peu coûteuse à mettre en place, est la méthode que nous avons choisi d'utiliser pour mesurer les propriétés hydrodynamiques. Cependant, leur utilisation avec le modèle mécaniste nous a permis de mettre en évidence des limites à cette méthode : l'hypothèse de nullité de la teneur en eau résiduelle ne s'applique pas dans notre cas d'étude et mène à un dessèchement drastique de l'horizon intermédiaire en période estivale, l'estimation des paramètres de forme de la courbe de rétention ne prend pas en compte la densité apparente et donc l'effet du tassement et enfin les valeurs du paramètre d'échelle α sont très élevées. La méthode la plus optimale en terme d'opérationnalité est l'utilisation de fonctions de pédotransfert. Parmi trois fonctions de pédotransfert testées WOSTEN (Wösten et al., 1999), ROSETTA (Schaap et Leij, 1998; Schaap et al., 2001), EUPTF (Toth et al., 2015), c'est ROSETTA qui semble être la mieux adaptée à notre jeu de données. Elle mène à des erreurs de prédiction de la teneur en eau comprises entre 55 et 70% en période estivale et entre 11 et 35% en période hivernale. Même si ces erreurs sont plus élevées que celles issues des paramètres hydrodynamiques BEST, certains processus non pris en charge par la méthode BEST le sont avec ROSETTA : teneur en eau résiduelle non nulle et estimation des paramètres de forme des fonctions de conductivité hydraulique et de rétention selon la densité apparente. Par la suite, nous utilisons les sorties du modèle mécaniste pour développer une modèle empirique capable de prédire la trafficabilité des sols. Nous avons donc choisi de travailler avec les paramètres hydrodynamiques les plus précis. Ainsi, la stratégie que nous avons adoptée a été de caler les paramètres hydrodynamiques à partir d'estimations initiales fournies par la méthode BEST.

Par ailleurs, nous avons montré que la prédiction de la teneur en eau des sols est sensible à la **condition limite inférieure** notamment en présence d'une nappe temporaire. En effet, passer d'une condition limite inférieure de type "drainage libre" à une condition limite de type "nappe" change fondamentalement le fonctionnement hydrique des sols en général et de la dynamique de dessèchement en particulier. Un effort doit être fourni pour la caractériser. La hauteur de nappe maximale peut être mesurée sur le terrain à partir de la profondeur d'apparition des tâches d'hydromorphies. Cependant, la hauteur de nappe peut évoluer au cours de la saison, rendant son estimation plus difficile sans

l'installation de piézomètres et de sondes automatiques.

Nous avons proposé une méthode générique pour développer un **modèle empirique** opérationnel sur la base des connaissances apportées par l'observatoire des cloisonnement et le modèle mécaniste. Ce modèle est capable de prédire les jours où les sols sont praticables à partir des prévisions météorologiques et d'une valeur de teneur en eau critique. Il traite du cas où les sols sont initialement saturés en eau. Dans ce document, nous donnons un exemple de mise en oeuvre de cette méthode qui permet de tester ses hypothèses, son opérationnalité et sa précision. Le modèle empirique présenté s'applique à un sol limoneux sous une hêtraie de 90 ans sous un climat continental dont les données climatiques ont été mesurées à Nancy. Il est capable de prédire le temps à attendre avant la prochaine intervention avec une résolution de 1.4 et 2.5 jours pour respectivement les sols tassés et non tassés en période estivale. En période hivernale, sa précision n'est pas satisfaisante ($rmse = 8.4$ jours) et s'explique par la sensibilité du modèle aux séquences météorologiques constituées d'évènements pluvieux fréquents et rapprochés.

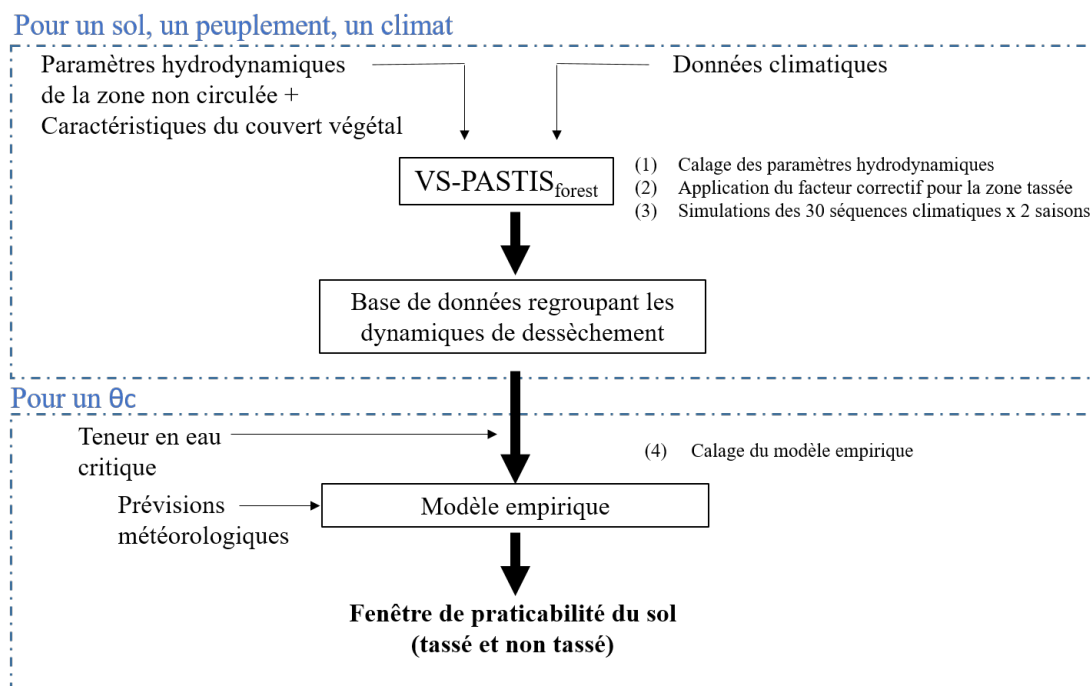


FIGURE 6.9 – Schéma conceptuel pour développer un outil d'aide à la décision capable de prédire le jour de praticabilité des sols forestiers.

A l'issue de ce travail, la démarche conceptuelle pour développer un outil d'aide à la décision est présentée dans la figure 6.9. L'originalité de cette démarche est l'utilisation d'une base de données générée par le modèle mécaniste.

Les étapes de sa mise en oeuvre sont les suivantes :

- Une base de données regroupant les dynamiques de dessèchement du sol doit être générée pour chaque configuration "sol x peuplement x climat". Pour cela, les informations suivantes sont nécessaires : une base de données climatiques assez conséquente pour intégrer l'ensemble de la variabilité, les caractéristiques du peuplement et les propriétés hydrodynamiques de la zone non circulée (les paramètres hydrodynamiques de la zone circulée étant estimées à partir de la loi de passage). Une étape de calage des propriétés hydrodynamiques peut être nécessaire. Enfin, les simulations pour chaque séquence climatique sont lancées.
- Pour une valeur de teneur en eau critique donnée, le "jour de praticabilité" simulé est relevé sur chacune des simulations de la base de données. Le modèle empirique peut ainsi être calé pour chaque configuration "Sol x peuplement x climat x θ_c ". A ce stade, le modèle empirique, alimenté des prévisions météorologiques, est capable de fournir le "jour de praticabilité".

Perspectives

Ce travail s'inscrit dans le projet européen EFFORTE qui vise à fournir des outils de planification des chantiers forestiers afin d'éviter les dégradations des sols tout en maintenant la productivité. Les résultats des travaux du projet et le modèle empirique développé dans ce travail ne présentent que le premier maillon de la chaîne de développement de tels outils d'aide à la décision. Des travaux supplémentaires doivent être menés pour :

Améliorer et consolider l'outil actuel.

Nous avons constaté que la loi de passage permettant d'estimer les paramètres hydrodynamiques de la zone circulée s'applique correctement dans le cas d'Azerailles mais pas dans celui de Hesse. En l'état actuel, elle n'est pas capable de considérer plusieurs intensités de dégradation des sols car les indicateurs que nous avons retenus n'étaient en effet pas significatif vis à vis de l'intensité de dégradation du fonctionnement hydrique des sols. C'est pourquoi la loi doit être améliorée en intégrant (i) des indicateurs biologiques et indirectement les processus de régénération naturelle, et (ii) des sols plus contrastés (texture et intensité de dégradation).

Le modèle empirique développé n'est pas valable en période hivernale à cause de la sensibilité du modèle empirique à prédire le jour de praticabilité pour des scénarios climatiques pluvieux. Il est possible que le "jour de praticabilité" ne soit pas l'indicateur le plus pertinent. En effet, la prédiction de ce paramètre est sensible à la valeur de θ_c . Comme nous pouvons le voir dans la figure 6.10a, une faible variation de θ_c peut générer un écart im-

portant entre les deux "jours de praticabilité" prédits. Nous pouvons imaginer un autre modèle empirique prédisant le nombre de jours de praticabilité plutôt que qu'une date précise. Cette stratégie permet de réduire l'effet de la valeur de θ_c . En effet, dans ce cas (Fig. 6.10b), une faible variation de θ_c induit une faible différence entre les deux prédictions.

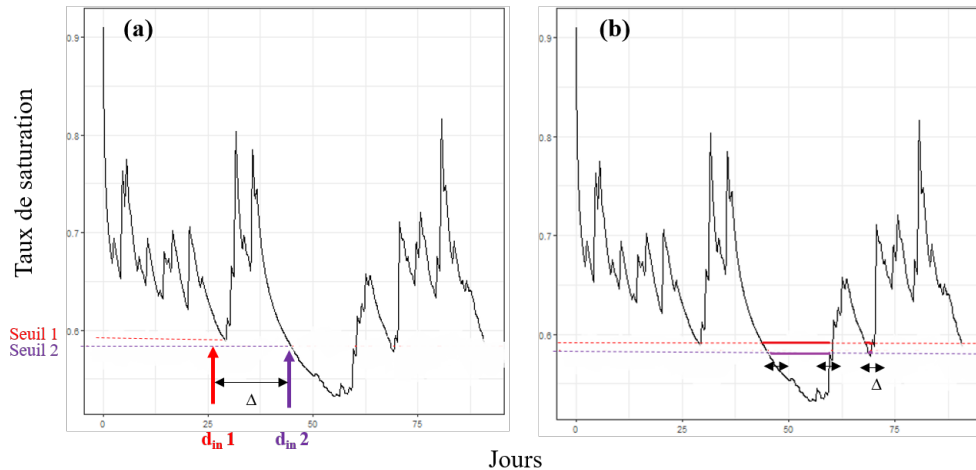


FIGURE 6.10 – Effet de la valeur de la teneur en eau critique θ_c selon la variable à prédire du modèle empirique : (a) jour de praticabilité, (b) période de praticabilité.

Enfin, la capacité du modèle à prédire correctement la praticabilité des sols doit être évaluée. Une possibilité, à court terme, est de comparer les prédictions du modèle empirique avec les mesures d'humidité ponctuelles réalisées sur les sites de l'observatoire : l'humidité mesurée le jour où le sol est praticable selon le modèle empirique doit être inférieure à la teneur en eau critique.

Élargir le domaine de validité du modèle empirique.

La base de données générée par le modèle mécaniste ne s'applique que pour un sol, un peuplement et une région climatique donnés. Le modèle empirique s'applique dans le même domaine que la base de données et pour une valeur de teneur en eau critique. Il serait donc intéressant de réaliser les différentes étapes (voir Fig. 6.9) dans d'autres contextes et prospector toutes les configurations " sol x peuplement x climat x θ_c " d'un massif forestier.

De même, nous pourrions imaginer élargir la base de données en intégrant de nouveaux cas de figures comme la présence d'ornière, d'une nappe perchée et de sols à différentes intensité de dégradation. Ils pourraient facilement être intégrés en modifiant respectivement la condition limite supérieure, la condition limite inférieure et en adaptant la loi de passage.

Intégrer le modèle empirique dans des cartes dynamiques.

Enfin, nous pouvons imaginer poursuivre la démarche en réalisant des cartes dynamiques de praticabilité des sols à l'échelle d'un massif ou d'une région forestière. Chaque parcelle peut être caractérisée par plusieurs relations empiriques selon les valeurs de teneur en eau critique correspondant à des caractéristiques d'engins différents (lourd, intermédiaire et léger par exemple). Il serait ainsi possible d'identifier les parcelles accessibles ou non selon le type d'engin et les prévisions météorologiques.

Bibliographie

- Abebe, A., Tanaka, T., et Yamazaki, M. (1989). Soil compaction by multiple passes of a rigid wheel relevant for optimization of traffic. *Terramechanics*, 26 :139–148.
- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic control*, 19(6) :716–723.
- Al Majou, H. (2008). *Etude et Prédiction Des Propriétés de Rétention En Eau Des Sols : Prise En Compte de La Composition et de l'état Structural Du Sol*. PhD thesis, Université d'Orléans, France.
- Ampoorter, E., Goris, R., Cornelis, W. M., et Verheyen, K. (2007). Impact of mechanized logging on compaction status of sandy forest soil. *Forest Ecology and Management*, 241 :162–174.
- Angulo-Jaramillo, R., Bagarello, V., Di Prima, S., Gosset, A., Iovino, M., et Lassabatère, L. (2019). Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) across soils and scales. *Journal of Hydrology*, 576 :239–261.
- Angulo-Jaramillo, R., Bagarello, V., Iovino, M., et Lassabatere, L. (2016). *Infiltration Measurements for Soil Hydraulic Characterization*. Infiltration Measurements for Soil Hydraulic Characterization.
- Ares, A., Terry, T., Miller, R., Anderson, H., et Flaming, B. (2005). Ground-based forest harvesting effects on soil physical properties and douglas-fir growth. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69(29) :1822–1832.
- Arya, L. M., Leij, F. J., Shouse, P. J., et Van Genuchten, M. T. (1999). Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63 :1063–1070.
- Aussenac, G. (1968). Interception des précipitations par le couvert forestier. *Ann. Sci. forest.*, 25(3) :134–156.
- Ba, M. (2017). Mise au point d'un protocole expérimental pour étudier l'impact d'une litière forestière sur la dynamique d'évaporation du sol et sur l'interception de la pluie. Rapport de stage, INRA, Avignon, France.

- Bagarello, V., Di Prima, S., et Iovino, M. (2014). Comparing alternative algorithms to analyse the beerkan infiltration experiment. *Soil Science Society of America Journal*, 3(78) :724–736.
- Baize, D. et Girard, M.-C. (2008). *Référentiel Pédologique*. Savoir Faire. Association française pour l'étude du sol, quae edition.
- Balandier, P., Sonohat, G., Sinoquet, H., Varlet-Grancher, C., et Dumas, Y. (2006). Characterisation, prediction and relationships between different wavebands of solar radiation transmitted in the understorey of even-aged oak (*Quercus petraea*, Q. Robur) stands. *Trees*, 20 :363–370.
- Balland, V., Bhatti, J., Errington, R., Castonguay, M., et Arp, P. (2006). Modeling soil temperature and moisture regimes in a jack pine, black spruce and aspen forest stand in central Saskatchewan (BOREAS). *Can. J. Soil Sci.*, 86 :203–217.
- Ballard, T. M. (2000). Impacts of forest management on northern forest soils. *Forest Ecology and Management*, 133 :37–42.
- Battaglia, M. et Sands, P. (1997). Modelling site productivity of eucalyptus globulus in response to climatic and site factors. *Ann. J. Plant Physiol.*, 24 :831–850.
- Beatty, S. et Smith, J. (2013). Dynamic soil water repellency and infiltration in post-wildfire soils. *Geoderma*, (192) :160–172.
- Berger, P. et Levraut, P. (1982). Carte géol. France (1/50000), feuille Vercel (503).
- Bogena, H., Huisman, J., Oberdörster, C., et Vereecken, H. (2007). Evaluation of a low-cost water content sensor for wireless network applications. *J. Hydrol.*, 344 :32–42.
- Bottinelli, N., Capowiez, Y., et Ranger, J. (2014). Slow recovery for earthworm populations after heavy traffic in two forest soils in northern France. *Applied Soil Ecology*, (73) :130–133.
- Bouma, J. et Van Lanen, H. A. J. (1987). *Transfer Functions and Threshold Values : From Soil Characteristics to Land Qualities*. Number 1TC publication No. 6, in Proc. Workshop by ISSS/SSSA on Quantified Land Evaluation Procedures. K., Burrough, P.A., and McCormack, D.D. (Editors), Enschede, The Netherlands, beek edition.
- Brais, S. (2001). Persistence of soil compaction and effects on seedling growth on north-western Quebec. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65 :1263–1271.
- Braud, I., De Condappa, D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., et Vauclin, M. (2005). Use of scale forms of the infiltration equation for the estimation

- of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). *European Journal of Soil Science*, 56 :361–374.
- Bréda, N. (1994). *Analyse Du Fonctionnement Hydrique Des Chênes Sessile (Quercus Petraea) et Pédonculé (Quercus Robur) En Conditions Naturelles : Effets Des Facteurs Du Milieu et de l'éclaircie*. PhD thesis, Université Henri Poincaré Nancy 1 Faculté des sciences et techniques, Nancy.
- Bréda, N., Granier, A., et Aussenac, G. (1995). Effects of thinning on soil and tree water relations, transpiration and growth in an oak forest (*Quercus petraea*). *Tree Physiol.*, 15 :295–306.
- Bréda, N., Soudani, K., et Bergonzini, J.-C. (2002). *Mesure de l'indice Foliaire En Forêt*. ECOFOR, Clamecy.
- Breuer, L., Eckhardt, L., et Frede, H.-G. (2003). Plant parameter values for models in temperate climates. *Ecological Modelling*, (169) :237–293.
- Brooks, R. et Corey, C. (1964). *Hydraulics Properties of Porous Media*. Number Paper 3 in Hydrol. Fort Collins, colorado state university edition.
- Bruce, R. et Klute, A. (1956). The measurement of soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 20 :458–462.
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo Jaramillo, R., et Ruy, S. (2002). Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66(2) :384–395.
- Burdine, N., Petroleum, C., et Dallas, T. (1953). Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Petr. Trans. Am Inst. Min. Metall. Eng.*, (198) :71–78.
- Cacot, E. (2001). Exploitation forestière et débardage : Pourquoi et comment réduire les impacts ? *Information Forêt (AFOCEL)*, (N4) :Fiche 637.
- Cambi, M., Certini, G., Neri, F., et Marchi, E. (2015). The impact of heavy traffic on forest soils : A review. *Forest Ecology and Management*, (338) :124–138.
- Campbell, G. (1985). *Soil Physics with Basic : Transport Models for Soil-Plant Systems*. Elsevier, Amsterdam.
- Chanzy, A. et Bruckler, L. (1993). Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation. *Water Resour. Res.*, 29 :1113–1125.
- Chanzy, A., Gaudu, J.-C., et Marloie, O. (2012). Correcting the Temperature Influence on Soil Capacitance Sensors Using Diurnal Temperature and Water Content Cycles. *Sensors*, 12(7) :9773–9790.

- Chanzy, A., Mumen, M., et Richard, G. (2008). Accuracy of top soil moisture simulation using a mechanistic model with limited soil characterization. *Water Resources Research*, 44 :16p.
- Clair, A. (1982). Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Jean de Losne (2519).
- Cofie, P., Koolen, A., et Perdok, U. (2000). Measurement of stress-strain relationship of beech roots and calculation of the reinforcement effect of tree roots in soil-wheel systems. *Soil & Tillage Research*, 57 :1–12.
- Coppens, F., Garnier, P., Findeling, A., Merckx, R., et Recous, S. (2007). Decomposition of mulched versus incorporated crop residues : Modelling with PASTIS clarifies interactions between residue quality and location. *Soil Biology and Biochemistry*, 9 :2339–2350.
- Cornelis, W. M., Ronsyn, J., Meirvenne, M. V., et Roger, H. (2001). Evaluation of Pedotransfer Functions for Predicting the Soil Moisture Retention Curve. *Soil Science Society of America Journal*, 65(3) :638–648.
- Curt, T., Bouchaud, M., Lucot, E., Bardonnnet, C., et Bouquet, F. (1998). Influence des conditions géopédologiques sur le système racinaire et la croissance en hauteur du Douglas dans les monts du Beaujolais. page 19.
- Cutini, A. (1996). The influence of drought and thinning on leaf area index estimates from canopy transmittance method. *Ann. For. Sci.*, 53 :595–603.
- Dane, J. et Topp, C. (2002). The soil solution phase. In *Methods of Soil Analysis Part 4-Physical Methods*, SSSA Book Series 5, page p 1692. Madison, WI, soil science society of america book series edition.
- Davi, H. (2004). *Développement d'un Modèle Forestier Générique Simulant Les Flux et Les Stocks de Carbone et d'eau Dans Le Cadre Des Changements Climatiques*. PhD thesis, Université de Paris-Sud. Faculté des sciences d'Orsay.
- Davi, H., Barret, F., Huc, R., et Dufrêne, E. (2008). Effect of thinning on LAI variance in heterogeneous forests. *Forest Ecology and Management*, 256 :890–899.
- Decagon Devices (2015). 10HS Soil Moisture Sensor.
- Decagon Devices (2016). MPS-2 & MPS-6 Dielectric Water Potential Sensors. Operator's Manual.
- Défosse, P. et Richard, G. (2002). Compaction of tilled topsoil due to traffic : A review of models tested in field conditions. *Soil & Tillage Research*, 67 :41–64.

- Dernadou, A., Hervé, J.-C., Dupouey, J.-L., Audinot, T., et Bontemps, J.-D. (2017). L'expansion séculaire des forêts françaises est dominée par l'accroissement du stock sur pied et ne sature pas dans le temps. *RDV technique ONF*, 69(4) :319–340.
- Dexter, A. (1997). Physical properties of tilled soils. *Soil & Tillage Research*, 43 :41–63.
- Dexter, A. (2004). Soil physical quality : Part II. Friability, tillage, tilth and hard-setting. *Geoderma*, (120) :215–225.
- Dexter, A. (2007). A method for prediction of soil penetration resistance. *Soil & Tillage Research*, 93 :142–219.
- Dexter, A., Czyz, E., Niedzwiecki, J., et Mackowiak, C. (2001). Water retention and hydraulic conductivity of a loamy sand soil as influenced by crop rotation and fertilization. *Arch.*, 46 :123–133.
- Di Prima, S., Concialdi, P., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Pirastru, M., Cerdà, A., et Keesstra, S. (2018). Laboratory testing of beerkan infiltration experiments for assessing the role of soil sealing on water infiltration. *Catena*, (167) :373–384.
- Diserens, E. et Steinmann, G. (2002). Calculation of pressure distribution in moist arable soils in eastern Switzerland : A simple model approach for practice. In *Environmental Geomechanics*, pages 413–421. L.vulliet, l. laloui, b. schrefler. (ed.) edition.
- Dominati, E., Mackay, A., Green, S., et Patterson, M. (2014). A soil change-based methodology for the quantification and valuation of ecosystem services from agro-ecosystems : A case study of pastoral agriculture in New Zealand. *Ecological Economics*, 100 :119–129.
- Douglas, B., Maechler, M., Bolker, B., et Walker, S. (2015). Fitting Linear Mixed-Effects Models using lme4. *Journal of Statistical Software*, 67(1) :1–48.
- Douglas, J. (2001). Economic value of forest ecosystem services : A review. *The Wilderness Society*, page 40p.
- Dufrêne, E., Davi, H., François, C., le Maire, G., le Dantec, V., et Granier, A. (2005). Modelling carbon and water cycles in a beech forest Part I : Model description and uncertainty analysis on modelled NEE. *Ecological Modelling*, (185) :407–436.
- Dupont, P. (1982). Carte géol. France (1/50000), feuille Sarrebourg (232).
- Earl, R. (1997). Prediction of trafficability and workability from soil moisture deficit. *Soil & Tillage Research*, 40 :155–168.

- Efron, B. et Tibshirani, R. J. (1993). *An Introduction to the Bootstrap*, volume 57 of *Monographs on Statistics and Applied Probability*. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton., springer science - business media edition.
- Elzhov, T., Mullen, K., Scpiess, A.-N., et Bolker, B. (2016). R Interface to the Levenberg-Marquardt Nonlinear Least-Squares Algorithm Found in MINPACK, Plus Support for Bounds.
- Evelt, S., Tolk, J., et Howell, T. (2006). Soil profile water content determination : Sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and pression. *Vadose Zone Journal*, 5 :894–907.
- FAO (2006). Guidelines for soil description.
- FAO, F. a. A. O. o. t. U. N. (2016). State of the world’s forests. Forests and agriculture : Land-use challenges and opportunities. Technical report, Rome.
- FCBA, I. T. (2018). Momento : L’outil technique des professionnelles de la forêt, du siage, de la pâte à papier, des panneaux, de l’emballage en bois, de la construction, de l’ameublement et de l’énergie. Technical report.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., et Zaradny, H. (1978). *Simulation of Field Water Use and Crop Yield*. John Wiley & Sons. New York, john wiley & sons edition.
- fédéral de l’environnement OFEV, O. (2016). La protection des sols en forêt contre les atteintes physiques.
- Findeling, A. (2001). *Etude et Modélisation de Certains Effets Du Semis Direct Avec Paillis de Résidus Sur Les Bilans Hydrique, Thermique et Azoté d’une Culture de Maïs Pluvial Au Mexique*. PhD thesis, Ministère de l’agriculture. Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêt, Montpellier.
- Findeling, A., Garnier, P., Coppens, F., Lafolie, F., et Recous, S. (2007). Modelling water, carbon and nitrogen dynamics in soil covered with decomposing mulch. *European Journal of Soil Science*, (58) :196–206.
- Fleming, R., Foster, N., Jeglum, J., et Hazlett, P. (1999). Soil compaction and sustainable productivity on coarse-textured jack pine sites. In *International Energy Agency. Developing Systems for Intergrating Bioenergy into Environmentally Sustainable Forestry*, Finland.
- Fleury, R. (1982). Carte géol. France (1/50000), feuille Seurre (527).

- Frey, B., Kremer, J., Rüdts, A., Sciacca, S., Matthies, D., et Lüscher, P. (2009). Compaction of forest soils with heavy logging machinery affects soil bacterial community structure. *European Journal of Soil Biology*, 45 :312–320.
- Gérard, F., Tinsley, M., et Mayer, K. U. (2004). Preferential flow revealed by hydrologic modeling based on predicted hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, (68) :1526–1538.
- Ginet, C. et Ruch, P. (2017). Influence de l’organisation des cloisonnements sur la circulation et les tonnages supportés au cours de la vie d’un peuplement de plaine - Approche théorique. *RDV technique ONF*, (54) :58–66.
- Gomez, A., Powers, R., Singer, M., et Horwath, W. (2002). Soil compaction effects on growth of young ponderosa pine following litter removal in California’s Sierra Nevada. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66 :1334–1343.
- Goutal, N., Boivin, P., et Ranger, J. (2011). Assessment of the natural recovery rate of soil specific volume following forest soil compaction. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (76) :1426–1435.
- Goutal, N., Renault, P., et Ranger, J. (2013). Forwarder traffic impacted over at least four years soil air composition of two forest soils in northeast France. *Geoderma*, 193-194 :29–40.
- Granier, A. (1981). Etude des relations entre la section du bois d’aubier et la masse foliaire chez le douglas (*pseudotsuga menziesii* mirb. franco). *Ann. Sci. For.*, 38 :503–512.
- Granier, A., Biron, S., et Lemoine, D. (2000). Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, (100) :291–308.
- Granier, A., Bréda, N., Biron, P., et Vilette, S. (1999). A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stand. *Ecological Modelling*, 116 :269–283.
- Gras, R. (1988). *Physique Du Sol Pour l’aménagement*. Paris, masson edition.
- Greacen, E. L. et Sands, R. (1980). Compaction of Forest Soils. A review. *Aust. J. Soil. Res.*, 18 :163–189.
- Grier, C., Lee, K., et Archibald, R. (1984). Effects of area fertilization on allometric relations in young Douglas-fir trees. *Can. J. Soil Sci.*, 14 :900–904.
- Guérif, J. (1988). Mécanismes du compactage (soil compaction processes). Comptes Rendus de l’Académie d’Agriculture de France 74.

- Guérif, J. (1994). Effects of compaction on soil strength parameters. In *Soil Compaction in Crop Production*, Elsevier, page 662p. Amsterdam, Soanes, b.d. & van Ouwkerk, c. (ed.) edition.
- Hartshorne, R. et Dicken, S. N. (1935). A classification of the agricultural regions of Europe and North America on a uniform statistical basis. *Annals of the Association of American Geographers*, 25 :99–120.
- Haverkamp, R., Leij, F. J., Fuentes, C., Sciortino, A., et Ross, P. (2005). Soil water retention : I. Introduction of a Shape Index. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69 :1881–1890.
- Haverkamp, R., Ross, P. J., Smettem, K. R. J., et Parlange, J. Y. (1994). 3-Dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer .2. Physically-based infiltration equation. 30(11) :2931–2935.
- Hermans, K., Jobbagy, E., Kurz, W., Li, D., Sonwa, D., Stringer, L., Eekhout, J., et Houghton, R. (2019). Land Degradation (Chapter 4). IPCC Report on the Climate Change and Land.
- Horn, R. (1981). The significance of soil aggregation for soil strength and its effects on soil physical properties. Technical Report 10, Germany.
- Horn, R. et Lebert, M. (1994). Soil compactability and compressibility. In *Soil Compaction in Crop Production*, page 662p. Elsevier, Amsterdam, Soane, b.d. & van Ouwkerk, c. (ed.) edition.
- Horton, R., Ankeny, D., et Allmaras, R. (1994). Effects of compaction on soil hydraulic properties. In *Soil Compaction in Crop Production*, pages 141–165. Elsevier Science.
- IFN, I. F. N. (2003). Les tempêtes de décembre 1999 : Bilan national et enseignements. *Inventaire Forestier*, (2) :1–8.
- IGN, I. N. d. l. G. e. F. (2018). Le momento Edition 2018. *Inventaire Forestier*, pages 1–17.
- Ilek, A., Kucza, J., et Szostek, M. (2015). The effect of the stand species composition on water storage capacity of the organic layers of forest soils. *Eur. J. Forest Res.*, 134 :187–197.
- IPBES, I. P. o. B. a. e. S. (2018). Summary for policymakers of the thematic assessment report on land degradation and restoration of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and ecosystem Services. Technical report, Bonn, Germany.
- Jarvis, N. (1991). Modelling water and solute transport in macroporous soil : II. Chloride breakthrough under non-steady flow. *J. Soil Sci.*, 42 :71–81.

- Jonckheere, I., Fleck, S., Nackaerts, K., Muys, B., Coppin, P., Weiss, M., et Baret, F. (2004). Review of methods for in situ leaf area index determination Part I : Theories, sensors and hemispherical photography. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121 :19–35.
- Kachamba, D. J., Rozanov, A., Ackerman, P., et Matthies, D. (2009). Use of mathematical models in forestry : Evaluation of PorFor model in three main forestry regions of South Africa. *Journal of Horticulture and Forestry*, 1(8) :152–159.
- Keller, T., Défossez, P., Weisskopf, P., Arvidsson, J., et Richard, G. (2007). SoilFlex : A model for prediction of soil stresses and soil compaction due to agricultural field traffic including a syntheses of analytical approaches. *Soil & Tillage Research*, 93 :301 – 411.
- Klute, A. (1986). Water retention : Laboratory methods. In *Methods of Soil Analysis. Part 1*, SSSA Book Series 5, pages 635–662. Soil Science Society of America Book Series, Madison, WI, 2nd ed. edition.
- Kozłowski, T. T. (1999). Soil compaction and growth of woody plants. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 14(6) :596–619.
- Lacey, S. et Ryan, P. (2000). Cumulative management impacts on soil physical properties and early growth of pinus radiata. *Forest Ecology and Management*, 138 :321–333.
- Lafolie, F. (1991). Modelling water flow, nitrogen and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research*, (27) :215–231.
- Lamandé, M. (2003). *Effets de l'interaction Des Pratiques Culturelles et Des Communautés Lombriciennes Sur La Structure Du Sol et Son Fonctionnement Hydrique*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, Rennes : INRA, UMR Sol, Agronomie et Spatialisation.
- Lamandé, M., Levèvre, Y., et Ranger, J. (2004). Effet de l'exploitation forestière sur la qualité des sols. Rapport final du contrat ONF-INRA, Institut National de Recherche Agronomique (INRA) et Office National des Forêts (ONF).
- Lamandé, M., Schjønning, P., et Tøgersen, F. A. (2007). Mechanical behaviour of an undisturbed soil subjected to loadings : Effects of load and contact area. *Soil and Tillage Research*, 97(1) :91–106.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J. M., Cuenca, R., Braud, I., et Haverkamp, R. (2006). Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments-BEST. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70(2) :521.

- Lassabatère, L., Prima, S. D., Angulo-Jaramillo, R., Keesstra, S., et Salesa, D. (2019). Beerkan multi-runs for characterizing water infiltration and spatial variability of soil hydraulic properties across scales. *Hydrological sciences journal*.
- Lebourgeois, F., Differt, J., Chuine, I., Ulrich, E., Cecchini, S., et Lanier, M. (2006). Observations phénologiques des arbres forestiers : Concepts, intérêts et problématiques actuelles. *RDV technique ONF*, 13 :18–21.
- Leij, F. J., Haverkamp, R., Fuentes, C., Zatarain, F., et Ross, P. J. (2005). Soil Water Retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69(6) :1891.
- Lewis, T. (1991). Developing timber harvesting prescription to minimize site degradation. Land Management Report 62, British Columbia Ministry of Forests.
- Li, X., Niu, J., et Xie, B. (2013). Study on hydrological function of litter layers in North China. *PLoS ONE*, 8 :1–11.
- Lichner, L., Hallet, P. D., Drongova, Z., Czachor, H., Kovacik, L., Mataix-Solera, J., et Homolák, M. (2013). Algae influence the hydrophysical parameters of a sandy soil. *Catena*, (108) :58–68.
- Lozano-Baez, S., Cooper, M., Ferraz, B. S. F., Rodrigues, R., Pirastru, M., et Di Prima, S. (2018). Previous land use affects the recovery of soil hydraulic properties after forest restoration. *Water*, (10) :1–16.
- Luckner, L., Van Genuchten, M. T., et Nielsen, D. R. (1989). A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resources Research*, 25(10) :2187–2193.
- Luxmoore, R. J. (1981). Micro-, Meso-, and Macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 5 :671.
- Mackey, B., DellaSala, D. A., Kormos, C., Lindenmayer, D., Kumpel, N., Zimmerman, B., Hugh, S., Young, V., Foley, S., Arsenis, K., et Watson, J. E. (2015). Policy Options for the World's Primary Forests in Multilateral Environmental Agreements : Policy options for world's primary forests. *Conservation Letters*, 8(2) :139–147.
- Maclaurin, E. (1990). The use of mobility numbers to describe the in-field tractive performance of pneumatic tyres. In *Proceedings of the 10th International ISTVS Conference*, pages 177–186, Kobe, Japan.
- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2) :431–441.

- Martin, M., Pousse, N., Lassabatère, L., Chanzy, A., et Ruy, S. (2019). Characterization and prediction of hydraulic properties of compacted forest soils.
- Mayer, K., Frind, E., et Blowes, D. (2002). A numerical model for the investigation of reactive transport in variably saturated media using a generalized formulation for kinetically controlled reactions. *Water Resour. Res.*, 38 :1174–1194.
- McBride, R. (2002). Atterberg Limits. In *Methods of Soil Analysis Part 4- Physical Methods*, SSSA Book Series 5, pages 389–398. Soil Science Society of America Book Series, Madison, WI.
- McMahon, S., Simcock, R., Dando, J., et Ross, C. (1999). E fresh look at operationnal soil compaction. *new zeland Journal of Forestry*, pages 33–37.
- McNabb, D. H., Startsev, A., et Nguyen, H. (2001). Soil wetness and traffic level effects on bulk density and air-filled porosity of compacted boreal forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65(4) :1238–1247.
- MEA, M. E. A. (2005). Ecosystems and human weel-being : Synthesis. Technical report.
- Ménillet, F., Durand, M., Le Roux, J., et Cordier, S. (2005). Carte géol. France (1/50000), feuille Lunéville (269).
- Mittelbach, H., Lehner, I., et Seneviratne, S. (2012). Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 430-431 :39–49.
- Monnier, G., Fies, J., et Stengel, P. (1973). Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux : Applications à l’analyse de la porosité du sol. *Annales agronomiques*, pages 553–545.
- Monteith, J. (1965). *Evaporation and Environment.*, volume 19 of *19th Symposia of the Society for Experimental Biology*. Cambridge, iniversity press edition.
- Moré, J. J. (1978). The Levenberg-Marquardt algorithm : Implementation and theory. In *Numerical Analysis*, pages pp 105–116. Springer.
- Mualem, Y. et Assouline, S. (1989). Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resources Research*, (25) :2101–2108.
- Naderi-Boldaji, M. et Keller, T. (2016). Degree of soil compactness is highly correlated with the soil physical quality index S. *Soil & Tillage Research*, 159 :41–46.
- Nadezhdina, N., Prax, A., Cermák, J., Nadezhdin, V., Ulrich, R., Neruda, J., et Schlaghamersky, A. (2012). Spruce roots under heavy machinery loading in two differen soil types. *Forest Ecology and Management*, 282 :46–52.

- Nash, J. et Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models. part I. A discussion of principles. 10 :282–290.
- Obour, P., Lamandé, M., Edwards, G., Sorensen, C. G., et Munkholm, L. J. (2017). Predicting soil workability and fragmentation in tillage : A review. *Soil Use and Management*, pages 1–11.
- ONF, O. N. d. F., Entrepreneurs des Territoires, Institut Technologique FCBA, et CNPF (2017). PRATICSOLS : Guide sur la praticabilité des parcelles forestières.
- ONF, O. N. d. F. et FCBA, I. T. (2009). Guide pratique Pour une exploitation forestière respectueuse des sols et de la forêt "Prosol".
- Pachepsky, Y. A., Timlin, D. J., et Varallyay, G. (1996). Artificial neural networks to estimate soil water relation from easily measurable data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 :727–733.
- Papendick, R. et Campbell, G. (1981). Theory and measurement of water potential. In *Water Potential Relations in Soil Microbiology.*, volume Pub. 9, pages 1–22. SSSA Spec., Madison, WI, in j.f. parr et al. (ed.) edition.
- Pellerin, S., Bamière, L., et et al. (2019). Stocker du carbone dans les sols français, Quel potentiel au regard de l'objectif 4 pour 1000 et à quel coût ? Synthèse du rapport d'étude, INRA, France.
- Pendergrass, A. (2018). What precipitation is extreme? *Science*, 360 :1072–1073.
- Penman, H. (1948). Natural evaporation from open water bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, pages 120–146.
- Perrin, C. (2000). *Vers Une Amélioration d'un Modèle Global Pluie-Débit Au Travers d'une Approche Comparative*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Perroux, K. M. et White, I. (1988). Designs for disc paameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 :1205–1215.
- Poorter, L. (2016). Biomass resilience of Neotropical secondary forest. *Nature*, 530 :211–214.
- Potapov, P., Hansen, M. C., Laestadius, L., Turubanova, S., Yaroshenko, A., Thies, C., Smith, W., Zhuravleva, I., Komarova, A., Minnemeyer, S., et Esipova, E. (2017). The last frontiers of wilderness : Tracking loss of intact forest landscapes from 2000 to 2013. *Sci. Adv.*, 3(1) :1–14.

- Putuhena, W. et Cordey, I. (1996). Estimation of interception capacity of the forest floor. *Journal of Hydrology*, 180 :283–299.
- Quentin, C., Bigorre, F., Bréda, N., Granier, A., et Tessier, D. (2001). Etude des sols de la Forêt de Hesse (Lorraine). Contribution à l'étude du bilan hydrique. *Etude et Gestion des Sols*, 8(4) :215–230.
- Quesnel, F., Prost, A. E., Lablanche, G., Thiry, M., et Ambrose, R. (2005). Carte géol. France (1/50000), feuille Châteaumeillant (595).
- R Core Team (2018). R : A language and environment for statistical computing. R foundation for statistical computing.
- Rab, M. (2004). Recovery of soil physical properties from compaction and soil profile disturbance caused by logging of native forest in Victorian Central Highlands, Australia. *Forest Ecology and Management*, 191 :329–340.
- Ranger, J., Noémie, G., Bonnaud, P., Bedel, L., Davesne, R., Demaison, J., et Nourrisson, G. (2015). Effet de la mécanisation des travaux sylvicoles sur la qualité des sols forestiers : Dynamique de la restauration naturelle ou assistée de leur propriétés physiques. Technical report, INRA UR1138 Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, Champenoux.
- Rangheard, Y., Campy, M., et Hudeley, H. (1978). Carte géol. France (1/50000), feuille Gray (471).
- Reynolds, W. D. et Elrick, D. E. (2002). Constant Head Soil Core (The Soil solution phase chapter). In *Methods of Soil Analysis Part 4- Physical Methods*, SSSA Book Series 5, pages 804–810. Soil Science Society of America Book Series, Madison, WI.
- Richard, G. (2008). Dégénération physique des sols agricoles et forestiers liée au tassement : Impact, prévision, prévention, suivi, cartographie. Programme GESSOL. Rapport de fin de Contrat.
- Richard, G., Boizard, H., Roger Estrade, J., Boiffin, J., et Guérif, J. (1999). Field study of soil compaction due to traffic in northern France : Pore space and morphological analysis of the compacted zones. *Soil & Tillage Research*, 51 :151–160.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J. F., Bruand, A., et Guérif, J. (2001). Effect of compaction on the porosity of a silty soil : Influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52 :49–58.
- Rounsevell, M. (1993). A review of soil workability models and their limitations in temperate regions. *Soil Use and Management*, 9 :15–21.

- Roux, A., Dhôte J.-F., Achat, D., Bastick, C., Colin, A., Bailly, A., Bastin, J.-C., Berthelot, A., Bréda, N., Caurila, S., Carnus, J.-M., Gardiner, B., Jactel, H., Leban, J.-M., Lobianco, A., Loustau, D., Meredieu, C., Marçais, B., Martel, S., Moisy, C., Pâques, L., Picart-Deshors, D., Rigolot, E., Saint-André, L., et Schmitt, B. (2017). Quel rôle pour les forêts et la filière forêt-bois françaises dans l'atténuation du changement climatique ? Une étude des freins et leviers forestiers à l'horizon 2050. Rapport d'étude pour le Ministère de l'agriculture et de l'alimentation, INRA et IGN.
- Running, S. W. et Coughlan, J. C. (1988). A general model of forest ecosystem processes for regional applications I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modelling*, 42(2) :125–154.
- Rutter, A., Kershaw, K., Robins, P., et Morton, A. (1971). A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agric. Meteorol.*, 9 :367–384.
- Saffih-Hdadi, K., Bruckler, L., Lafolie, F., et Barriusco, E. (2006). A model for linking the effects of parathion in soil to its degradation and bioavailability kinetics. *Journal of Environmental Quality*, 35(1) :253–267.
- Sato, Y., Kumagai, T., Kume, A., Otsuki, K., et Ogawa, S. (2004). Experimental analysis of moisture dynamics of litter layers - the effects of rainfall conditions and leaf shapes. *Hydrol. Process.*, 18 :3007–3018.
- Schaap, M. G. et Leij, F. J. (1998). Database-related accuracy and uncertainty of pedo-transfer functions. *Soil Science*, 163(10) :765–779. ISI Document Delivery No. : 132XW Times Cited : 176 Cited Reference Count : 24 Schaap, MG Leij, FJ Lippincott williams & wilkins Philadelphia.
- Schaap, M. G., Leij, F. J., et Van Genuchten, M. T. (2001). Rosetta : A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, (251) :163–176.
- Schack-Kirchner, H., Fenner, P. T., et Hilderband, E. E. (2007). Different responses in bulk density and saturated hydraulic conductivity to soil deformation by logging machinery on a Ferrasol under native forest. *Soil Use and Management*, pages 286–293.
- Scott, W. (2008). A soil disturbance classification system. *Forestry Research Technical Note*, 7(7) :1–7.
- Seladji, S. (2010). *Caractérisation et Suivi Par Méthodes Géoélectriques de La Dégradation Physique Des Sols Agricoles et Forestiers Liée Au Tassement*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie.

- Šimůnek, J., Huang, K., et Van Genuchten, M. T. (1998). *The HYDRUS Code for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media.*, volume Version 6.0 of *Research Report No. 144*. Riverside, California, u.s. salinity laboratory, usda, ars edition.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., et Van Genuchten, M. T. (2009). The HYDRUS-ID Software Package for simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Technical Report Version 4.08, Riverside, California.
- Smit, A., Bengough, A., Engels, C., van Noordwijk, M., et van de Geijn, S. (1950). Trench profile techniques and core break methods. In *Root Methods : A Handbook*, Springer, pages 221–233.
- Smith, C. (2003). Does soil compaction on harvesting extraction roads affect long-term productivity of Eucalyptus plantations in Zululand, South Africa? *South Forests*, 199 :41–53.
- Smith, C., Johnston, M., et Lorentz, S. (2001). The effect of soil compaction on the water retention characteristics of soils in forest plantations. *S. Afr. J. Plant Soil*, 18(3) :87–97.
- Smith, N. (1991). Predicting radiation attenuation in stands of Douglas-fir. *Forest Science*, 37 :1213–1223.
- Smith, N. (1993). Estimating plant area index and light extinction coefficients in stands of Douglas-fir (*pseudotsuga menziesii*). *Can. J. For. Res.*, 23 :317–321.
- Söhne, W. (1958). Fundamentals of pressure distribution and compaction under tractor tires. *Agric. Eng.*, 39 :276–281.
- Stakman, W., Valk, G., et van der Harst, G. (1969). *Determination of Soil Moisture Retention Curves*, volume 1. Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands, 3rd revised ed. edition.
- Tamari, S., Wösten, J., et Ruiz-Suàrez, J. (1996). Testing an artificial neural network for predicting soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 :1732–1741.
- Tietje, O. et Tapkenhinrichs, M. (1993). Evaluation of Pedo-Transfer function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 :1088–1095.
- Tornambe, A. (2017). Impact latéral des cloisonnements d’exploitation sur les transferts hydriques verticaux dans les sols forestiers. Rapport de stage.

- Toth, B., Weynants, M., Nemes, A., M A Ko, A., Bilas, G., et Toth, G. (2015). New generation of hydraulic pedotransfer functions for Europe. *European Journal of Soil Science*, 66 :226–238.
- Traore, A. (2019). Sélection d'unr fonction de pédotransfert adaptée aux sols forestiers et application avec un modèle mécaniste de transfert hydrique. Rapport de stage, INRA, Avignon, France.
- Trenberth, K. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Clim. Res.*, 47 :123–138.
- Trofymow, J., Stinson, G., et Kurz, W. (2008). Derivation of a spatially explicit 86-years retrospective carbon budget for a landscape undergoinf conversion from olf-growth to managed forests on Vancouver Island. *For. Ecol. Manage.*, 256.
- van Alphen, B. J., Booltink, H. W. G., et Bouma, J. (2001). Combinig pedotransfer functions with physical measurments to improve the estimation of soil hydraulic properties. *Geoderma*, 103 :133–147.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the haudraulic conductivity of unsaturated soils. *Sci. Soc. Am. J.*, (44) :892–898.
- Vega-Nieva, J., Murphy, P., Castonguay, M., Ogilvie, J., et Arp, P. A. (2009). A modular terrain model for daily variations in machine-specific forest soil trafficability. *Can. J. Soil Sci.*, 89 :93–109.
- Venables, W. N. et Ripley, B. D. (2002). Modern Applied Statistics with S. Springer.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., et Darius, P. (1989). Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.*, 149 :1–12.
- Wagner, B., Tarnawski, V. R., Hennings, V., Muller, U., Wessolek, G., et Plagge, R. (2001). Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*, 102 :275–297.
- Wagner, B., Tarnawski, V. R., et Stöekl, M. (2004). Evaluation of pedotransfer functions predicting hydraulic properties of soils and deeper sediments. *Journal of Plant Nutrition and Soil Sciences*, 167 :236–245.
- Walter, C., Bispo, A., Chenu, C., Langlais-Hesse, A., et Schwartz, C. (2015). Les services écosystémiques des sols : Du concept à sa valorisation. Technical report.
- Wang, Y.-P. et Jarvis, P. (1990). Description et validation of an array model-MAESTRO. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51 :257–280.

- Weynants, M., Montanerella, L., Toth, B., Strauss, P., Feichtinger, F., Cornelis, W., et al. (2013). *European HYdropedological Data Inventory (EU-HYDI)*. Publications Office of the European Union, Luxembourg, eur – scientific and technical research series edition.
- Williamson, J. R. et Neilsen, W. A. (2000). The influence of forest site on rate and extent of soil compaction and profile disturbance of skid trails during ground-based harvesting. *Can. J. For. Res.*, 30 :1196–1205.
- Wösten, J. (2000). The HYPRES database of hydraulic properties of European soils. *Advances in Geoecology*, 11(32) :135–143.
- Wösten, J. et Van Genuchten, M. T. (1988). Using texture and other soil soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 :1762–1770.
- Wösten, J. H. M., Lily, A., Nemes, A., et Le Bas, C. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90 :169–185.
- WWF (2018). *Living Planet Report*. WWF, Gland, Switzerland, grooten, m. and almond, r.e.a.(eds) edition.
- Yilmaz, D., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Deneele, D., et Legret, M. (2010). Hydrodynamic characterization of basic oxygen furnace slag through an adapted BEST method. *Vadose Zone Journal*, 9(1) :107–116.
- Ziesak, M. (2003). Avoiding soil damages, caused by forest machines. In *South African Precision Forestry Symposium*, South Africa.
- Zipper, A. et Le Jean, Y. (1995). Catalogue des stations forestières des faisceaux de Besançon-Quingey. Technical report, Office national de Forêts (ONF), Besançon.

Annexes

I Mesures expérimentales : Caractérisation des sols de l'observatoire des cloisonnements et suivi hydrique

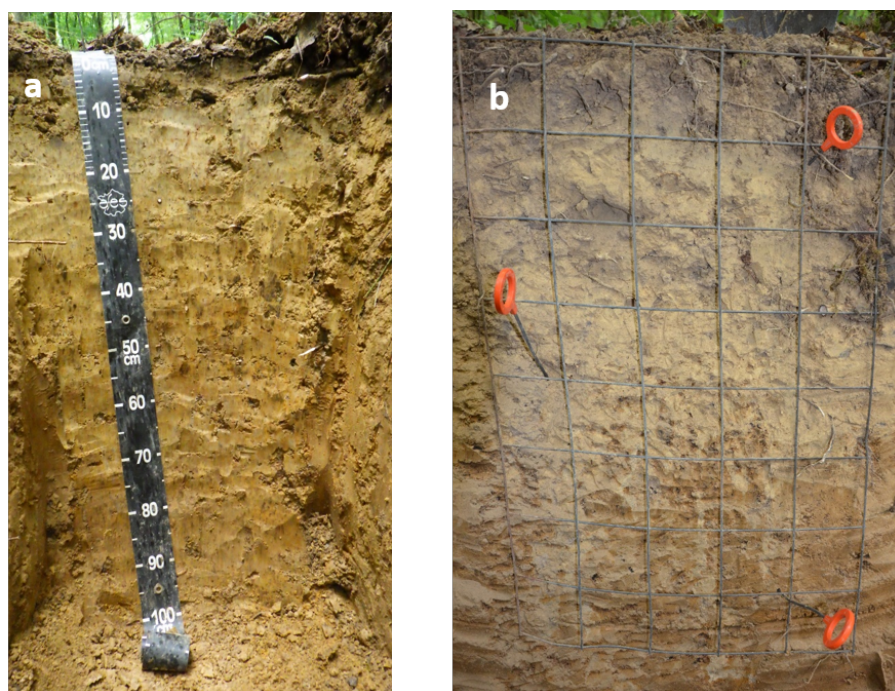


FIGURE 6.11 – Caractérisation des sols réalisées sur l'ensemble des sites de l'observatoire des cloisonnements. (a) Profil pédologique, (b) Mesure des impacts racinaires.



FIGURE 6.12 – Mesures expérimentales réalisées pour définir l'état de dégradation des cloisonnements. (a) Mesure de la profondeur d'ornière, (b) Mesure de la profondeur d'apparition des tâches d'hydromorphie.



FIGURE 6.13 – Tests d'infiltration réalisés à 0-10 et 15-25 cm de profondeur sur l'ensemble des sites de l'observatoire des cloisonnements afin d'estimer les paramètres hydrodynamiques selon la méthode BEST.

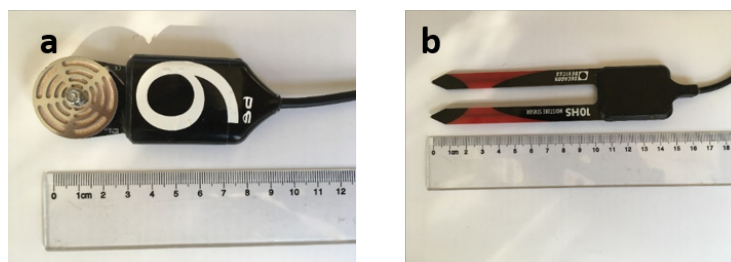
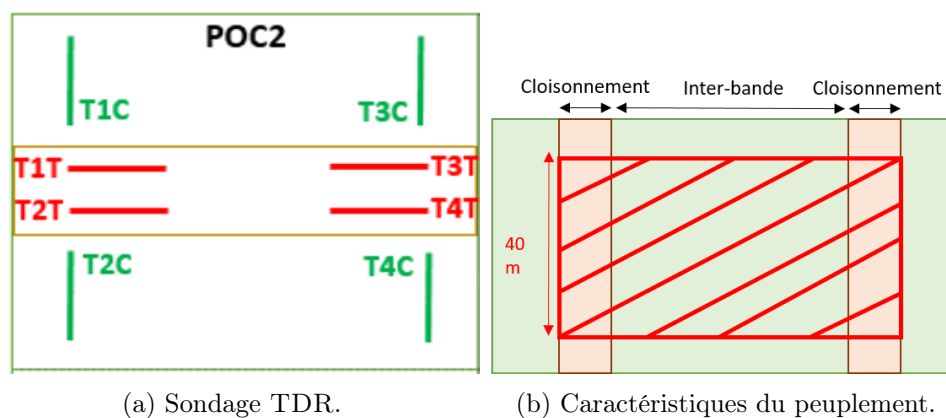


FIGURE 6.14 – Capteurs installés à Azerailles et Hesse mesurant la teneur en eau et le potentiel matriciel. (a) Capteur MPS6 mesurant le potentiel matriciel du sol et zoom sur le disque poreux en céramique et (b) Sonde capacitive 10HS mesurant la teneur en eau volumique.



(a) Sondage TDR.

(b) Caractéristiques du peuplement.

FIGURE 6.15 – Schémas des dispositifs expérimentaux : (a) Schéma du dispositif de mesure de la teneur en eau en surface sur les sites de Pochon et Purlans avec une sonde TDR, (b) Schéma du dispositif de mesure des caractéristiques du peuplement.

II Paramètres hydrodynamiques moyens des sites de l'observatoire des cloisonnements

Tableau 6.7 – Paramètres hydrodynamiques moyens des sites de l'observatoire des cloisonnements estimés à partir de la méthode BEST sur la zone non circulée (= Control). Les résultats présentés correspondent aux modèles Van Genuchten-Mualem pour la courbe de rétention et le modèle de Brooks et Corey pour la courbe de conductivité hydraulique.

Site	Profondeur	θ_{sat}	ρ_d	h_g	n	m	K_{sat}	η
	cm	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	kg m^{-3}	mm	-	-	m s^{-1}	-
ABB	0-10	0,69	0,82	12,79	1,09	0,08	5,47E-04	24,1
	15-25	0,58	0,81	106,35	1,06	0,05	2,92E-05	37,9
AZ	0-10	0,59	1,07	32,00	1,26	0,21	1,15E-05	11,1
	15-25	0,54	1,22	30,00	1,25	0,19	4,71E-06	11,0
BTG	0-10	0,65	0,95	42,72	1,23	0,19	1,24E-04	12,0
FTG	0-10	0,62	1,00	256,01	1,21	0,17	1,39E-05	13,0
FTG148	0-10	0,71	0,77	4,93	1,18	0,15	2,53E-04	14,1
H	0-10	0,58	1,07	35,64	1,21	0,17	3,43E-05	12,8
	15-25	0,57	1,19	42,88	1,21	0,17	2,22E-05	12,9
POC1	0-10	0,64	0,92	2,87	1,31	0,23	2,55E-04	9,7
	15-25	0,62	1,01	20,55	1,32	0,25	1,05E-05	9,5
POC2	0-10	0,60	1,05	39,24	1,28	0,22	3,51E-05	10,8
	15-25	0,54	1,26	74,13	1,29	0,23	2,07E-06	10,2
POU2	0-10	0,65	0,81	12,12	1,25	0,20	2,41E-05	11,6
	15-25	0,63	1,04	23,16	1,28	0,22	1,23E-05	10,4
POU3	0-10	0,57	1,13	56,40	1,21	0,18	1,84E-05	12,7
	15-25	0,52	1,26	79,47	1,22	0,18	4,04E-06	12,7
SAU	0-10	0,56	1,17	5,58	1,23	0,19	4,21E-06	12,8
	15-25	0,55	1,40	27,09	1,24	0,19	3,94E-06	12,0
SRG	0-10	0,75	0,65	6,98	1,13	0,12	2,81E-04	18,9
VER11	0-10	0,59	1,09	68,23	1,21	0,17	4,69E-06	13,1
	15-25	0,55	1,04	176,55	1,21	0,17	2,42E-06	13,2
VER6	0-10	0,65	0,93	29,46	1,19	0,16	2,61E-05	13,8
	15-25	0,64	1,03	40,46	1,19	0,16	2,18E-05	13,3

Tableau 6.8 – Paramètres hydrodynamiques moyens des sites de l’observatoire des cloisonnements estimés à partir de la méthode BEST sur la zone circulée (= Tassé). Les résultats présentés correspondent aux modèles Van Genuchten-Mualem pour la courbe de rétention et le modèle de Brooks et Corey pour la courbe de conductivité hydraulique.

Site	Profondeur	θ_{sat}	ρ_d	h_g	n	m	K_{sat}	η
	cm	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	kg m^{-3}	mm	-	-	m s^{-1}	-
ABB	0-10	0,71	1,10	5,34	1,08	0,08	1,42E-04	24,8
	15-25	0,57	1,20	65,00	1,09	0,09	3,01E-06	24,3
AZ	0-10	0,48	1,37	25,00	1,28	0,22	1,34E-06	10,8
	15-25	0,48	1,35	52,00	1,27	0,21	1,22E-06	11,0
BTG	0-10	0,50	1,30	85,24	1,27	0,21	1,07E-06	11,0
	0-10	0,54	1,20	235,28	1,15	0,13	3,01E-06	17,3
FTG148	0-10	0,56	1,21	84,35	1,20	0,17	3,59E-06	13,3
H	0-10	0,68	1,16	99,34	1,18	0,16	3,94E-05	14,1
	15-25	0,48	1,07	78,67	1,22	0,18	5,32E-06	12,8
POC1	0-10	0,61	1,02	20,59	1,31	0,24	6,59E-05	9,6
	15-25	0,53	1,23	48,82	1,34	0,25	1,16E-05	8,6
POC2	0-10	0,53	1,21	51,56	1,30	0,23	3,44E-06	10,0
	15-25	0,50	1,32	75,89	1,31	0,24	1,19E-06	10,0
POU2	0-10	0,63	0,95	8,88	1,26	0,20	1,22E-05	11,0
	15-25	0,55	1,17	28,54	1,31	0,24	1,05E-06	9,7
POU3	0-10	0,53	1,25	54,19	1,23	0,18	5,54E-06	11,8
	15-25	0,47	1,46	26,01	1,21	0,17	2,329E-06	12,9
SAU	0-10	0,47	1,20	18,75	1,24	0,19	1,1178E-06	11,5
	15-25	0,48	1,38	19,25	1,25	0,20	2,25E-06	11,6
SRG	0-10	0,72	0,80	23,40	1,13	0,12	2,60E-05	18,3
VER11	0-10	0,62	1,19	292,41	1,20	0,17	7,4E-06	14,7
	15-25	0,54	1,24	83,66	1,20	0,17	2,04E-06	13,0
VER6	0-10	0,61	0,96	17,74	1,20	0,17	9,5228E-06	13,5
	15-25	0,54	1,37	49,46	1,22	0,18	3,35E-06	12,6

III Estimation du coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert : démarches et résultats

Objectifs

Nous cherchons à estimer le coefficient d'extinction de la loi de Beer-Lambert afin de quantifier la fraction du rayonnement interceptée par le couvert végétal. Pour cela, nous calculons la transmittance Tr , définie comme étant le rapport entre le rayonnement incident sur le rayonnement global, mesurés sur une heure ou une journée. Une valeur moyenne de la transmittance, notée Tr_{max} , a ensuite été calculée pendant la période de LAI_{max} . Le coefficient d'extinction k est déduit de l'équation suivante :

$$k = \frac{-\log(Tr_{max})}{LAI_{max}}$$

Nous avons utilisé les valeurs de LAI_{max} suivantes : $5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ pour AZ et $6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ pour HE (Breuer et al., 2003). Les dates définissant la période végétative maximale sont données dans le tableau 5.2.

Les mesures expérimentales

Le rayonnement global est mesurées sur HE par la tour à flux installée sur le site INRA et sur AZ par la station météorologique de Lunéville se trouvant à environ 17 km du site expérimental. Sur HE, le rayonnement global est mesuré toutes les 30 min, tandis que sur AZ les données sont fournies au pas de temps journalier. Le rayonnement incident est mesuré par 4 pyranomètres installés par intermittence sur AZ et HE. Les 4 capteurs sont disposés horizontalement à environ 70 cm d'intervalle sur une barre métallique à 50 cm du sol. Il s'agit de capteurs thermophiles (CM3 et CM6b de chez Campbell Sci.) capables de mesurer l'énergie thermique à partir d'un revêtement noir absorbant les radiations. Ces dernières sont ensuite converties en énergie électrique par différence de température. Le dispositif a été installé dans l'inter-bande puis perpendiculairement au cloisonnement. Des mesures sont réalisées toutes les 10 secondes et la moyenne sur 15 minutes est enregistrée. Nous avons calculé les transmittances journalières pendant les périodes d'expansion foliaire maximale sur les deux sites et deux modalités (cloisonnement et bande boisée). Comme la différence de rayonnement interceptée par le couvert végétal entre le cloisonnement et la bande boisée n'est pas significative, nous avons calculé un coefficient global

en utilisant une valeur de transmittance moyenne.



FIGURE 6.16 – Photo du dispositif de mesure du rayonnement incident.

IV Mesures expérimentales réalisées sur les litières

Objectifs

Des expérimentations ont été mises en place afin de tester la variabilité spatiale de la masse et de l'épaisseur de la litière, leur capacité de stockage, la dynamique d'évaporation et l'effet de la présence d'une litière sur l'évaporation du sol. L'objectif étant de paramétrer au mieux le compartiment "litière" du modèle avec des données expérimentales.

Variabilité des litières

Dans cette partie, nous cherchons à évaluer la variabilité de la litière au sein d'une parcelle exploitée.

Des mesures et prélèvements de litières ont été effectués sur les sites d'AZ et HE. Entre 3 et 4 transects de 20 m ont été installés perpendiculairement aux cloisonnements et centrés sur ces derniers. Au sein des transects et tous les 2 m (i) ont été réalisées des mesures d'épaisseurs de litière à 5 emplacements différents dans des cadres circulaires de 38 cm de diamètre (section de 1134 cm^2) et (ii) a été prélevé l'ensemble de la litière contenu dans les cadres. Les échantillons ont été séchés à l'air libre puis dans une étuve à 65°C pendant 48 h puis pesés afin de calculer la masse surfacique de la litière de chaque point de mesure.



FIGURE 6.17 – Mesure de l'épaisseur et prélèvement de la litière fraîche. Tiré de Ba (2017).

La relation entre l'épaisseur H (mm) de la litière fraîche et sa masse surfacique m (g m^{-2}) (6.18) montre une faible corrélation à cause de la dispersion expérimentale élevée. Nous avons choisi d'imposer un modèle exponentielle plutôt que linéaire pour pouvoir satisfaire

la condition $m=0$ lorsque $H=0$. Les relations sont données par les équations suivantes :

$$H_{AZ} = 0.1254 \cdot m^{0.8091} \quad (r^2 = 0.35)$$

$$H_{HE} = 0.3671 \cdot m^{0.6262} \quad (r^2 = 0.51)$$

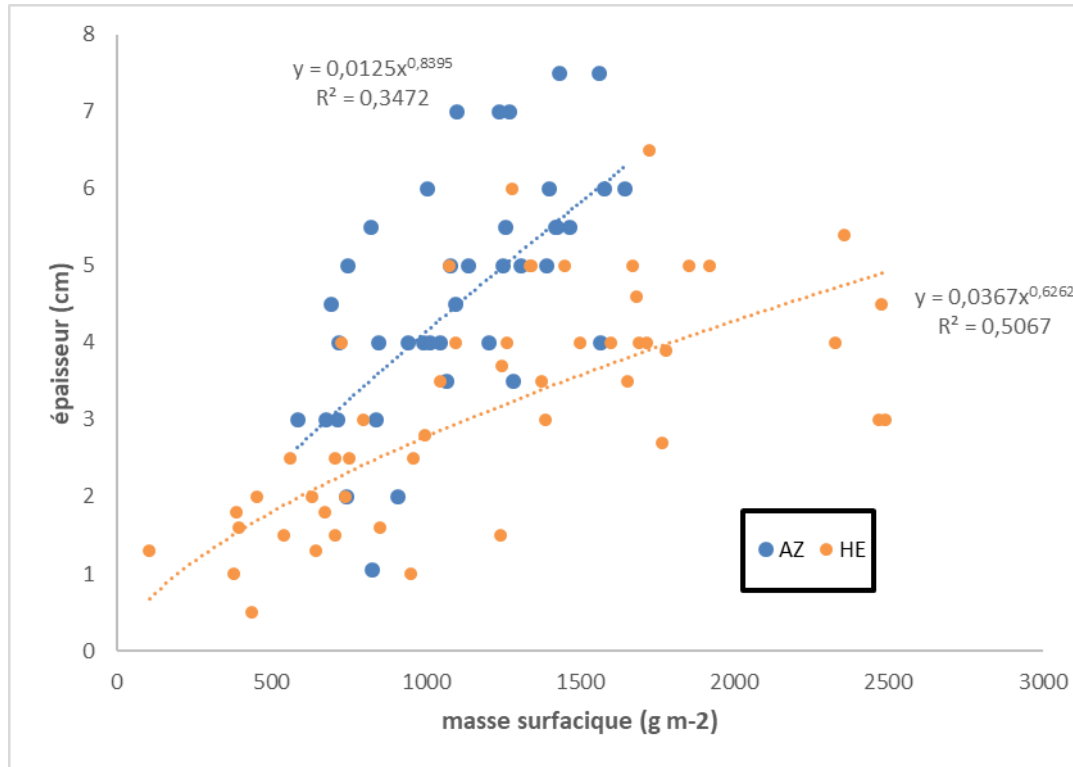


FIGURE 6.18 – Relation entre la masse surfacique de la litière fraîche et son épaisseur. Tiré de Ba (2017).

Capacité de stockage des litières

Dans cette partie, nous cherchons à caractériser la capacité maximale de stockage et établir des relations entre stockage, masse et épaisseur de la litière.

Nous étudions différents couples masse-épaisseur de la litière. Sur chacune des litières d’AZ et HE, nous prélevons trois quantités m de litière correspondant aux quantiles q_{10} , q_{50} et q_{90} . Nous calculons les épaisseurs théoriques H_{th} associées selon la relation $H=f(m)$ établie précédemment et nous faisons varier trois épaisseurs, correspond à H_{th} et $H_{th} \pm 10$ mm, pour chaque quantité m de litière. Les couples de litière masse-épaisseur (Tab. 6.9) sont insérés dans des cylindres de 19 cm de diamètre (section 283.5 cm^2) entre deux grilles. Trois répétitions par couple sont réalisées. Les grilles sont composées d’une grille métallique de 1 mm de maillage et d’une grille en plastique de 5 mm de maillage (Fig. 6.19).

Les cylindres ont été trempés dans l’eau pendant une heure, puis égouttés pendant 30

Tableau 6.9 – Couples masse-épaisseur de la litière fraîche insérés dans les cylindres. H : épaisseur de la litière en mm, m : masse surfacique de la litière (g m^{-2}).

		(q10)			(q50)			(q90)		
HE	m	650	650	650	1400	1400	1400	2350	2350	2350
	H	11	21	31	24	34	44	37	47	57
AZ	m	700	700	700	1100	1100	1100	1500	1500	1500
	H	21	31	41	35	45	55	48	58	68

minutes. Les cylindres sont couverts pour éviter l'évaporation. Les parois et grilles du cylindres sont séchés puis les cylindres sont pesés afin de calculer la capacité de stockage maximale (en mm d'eau par g m^{-2} de litière).



FIGURE 6.19 – Cylindres de litière fraîche selon les couples épaisseur-masse. Tiré de Ba (2017).

Évaporation des litières

Dans cette partie, deux expérimentations ont été menées afin de tester la dynamique d'évaporation de la litière seule puis de la litière disposée sur une couche de sol.

La première expérimentation consiste à évaluer l'influence de la masse et de l'épaisseur de la litière sur la dynamique d'évaporation. Pour cela 2 litières (AZ et HE) X 3 masses X 3 épaisseurs X 3 répétitions sont testés. Les quantités et épaisseurs de litière testées sont les mêmes que les mesures de stockage (Tab. 6.9). La capacité de stockage est mesurée comme précédemment. Une fois que les litières ont été saturées en eau, les cylindres sont installés sur une pelouse au soleil. Des pesées sont ensuite réalisées à différentes périodes de la journée jusqu'à ce que la masse de la litière se stabilise. Les données horaires d'ET0 mesurées par de la station INRA de Montfavet où les expériences ont eu lieu ont été utilisées dans le traitement final.

La seconde expérimentation consiste à évaluer l'influence de la litière sur la dynamique d'évaporation du sol et de la litière. Pour chacune des litières (HE et AZ), 6 cylindres de sol et 3 cylindres de litière (de masse correspondant au q50 et d'épaisseur associée, voir 6.9) sont réalisés. La totalité des cylindres sont pesés à l'état sec puis immergés dans l'eau pendant 1h et drainé pendant 30 minutes. La totalité des cylindres sont de nouveau pesés à l'état humide (i.e. capacité de stockage maximale). Les cylindres de litières sont disposés sur 3 cylindres de sol. Les 3 cylindres de sol seul et les 3 cylindres sol + litière sont installés sur une pelouse au soleil (Fig. 6.20). Des pesées sont ensuite réalisées à différentes périodes de la journée jusqu'à ce que la masse se stabilise. Les données horaires d'ET0 mesurées par de la station INRA de Montfavet où les expériences ont eu lieu ont été utilisées dans le traitement final.



FIGURE 6.20 – Dispositif expérimental réalisé pour étudier la dynamique d'évaporation d'une litière.

V Analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques sur Hesse

Objectifs

Nous présentons ici les résultats de l'analyse de sensibilité réalisée sur les paramètres hydrodynamiques avec le paramétrage de HESSE. Nous cherchions à identifier le (ou les) paramètre(s) à l'origine du phénomène d'assèchement de la couche intermédiaire. L'analyse consiste à faire varier la valeur des paramètres hydrodynamiques un à un dans chacune des couches. Nous avons testé, pour chaque paramètre étudié (i.e. teneur en eau à saturation θ_{sat} , teneur en eau résiduelle θ_r , conductivité hydraulique à saturation K_{sat} , paramètres α et n de la courbe de rétention), 2 valeurs englobant la valeur estimée par la méthode BEST sur les deux sites et deux périodes. Les deux périodes ont été étudiées pour évaluer l'effet de la variation des propriétés hydrodynamiques sur différentes gammes d'humidités.

Critères d'ajustement des simulations

Tableau 6.10 – Synthèse des RMSE et NSE calculés pour chacune des simulations réalisées pour l'analyse de sensibilité des paramètres hydrodynamiques sur HESSE.

param.	valeur	période estivale		période hivernale	
		RMSE	NSE	RMSE	NSE
θ_{sat} ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0.55	0.11	-7.58	0.09	-8.02
	0.50	0.13	-10.12	0.12	-16.05
	0.45	0.14	-13.05	0.15	-26.89
θ_r ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	0.00	0.10	-6.61	0.07	-5.58
	0.10	0.03	0.33	0.06	-3.65
	0.20	0.04	-0.15	0.05	-2.30
n (-)	1.30	0.14	-13.60	0.10	-9.89
	1.20	0.10	-5.66	0.07	-5.14
	1.10	0.04	0.02	0.05	-1.99
K_{sat} (m s^{-1})	$1 \cdot 10^{-05}$	0.11	-6.99	0.09	-9.07
	$1 \cdot 10^{-06}$	0.09	-5.07	0.04	-0.90
	$1 \cdot 10^{-07}$	0.20	-26.78	0.10	-11.02
α (m^{-1})	0.30	0.06	-1.31	0.05	-1.98
	3.00	0.03	0.45	0.05	-2.24
	30.00	0.11	-7.52	0.08	-6.58

Teneur en eau résiduelle θ_r

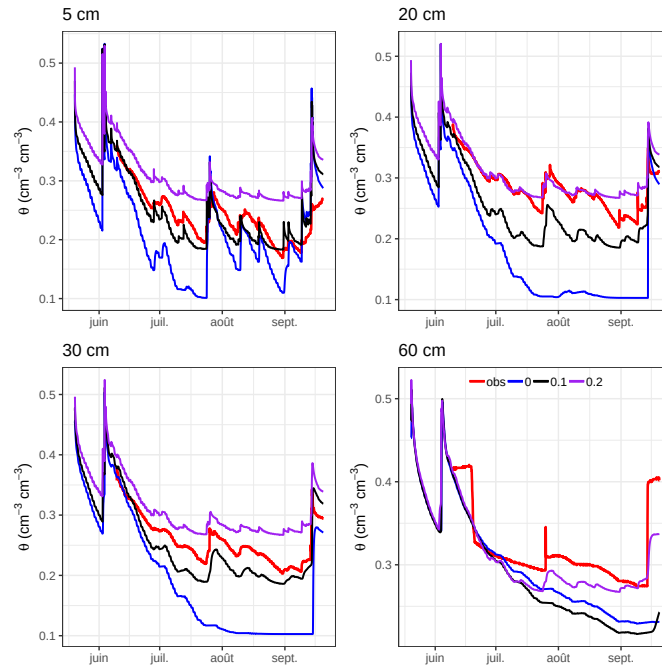


FIGURE 6.21 – Sensibilité du modèle à la variation de la teneur en eau résiduelle θ_r sur HE en période estivale.

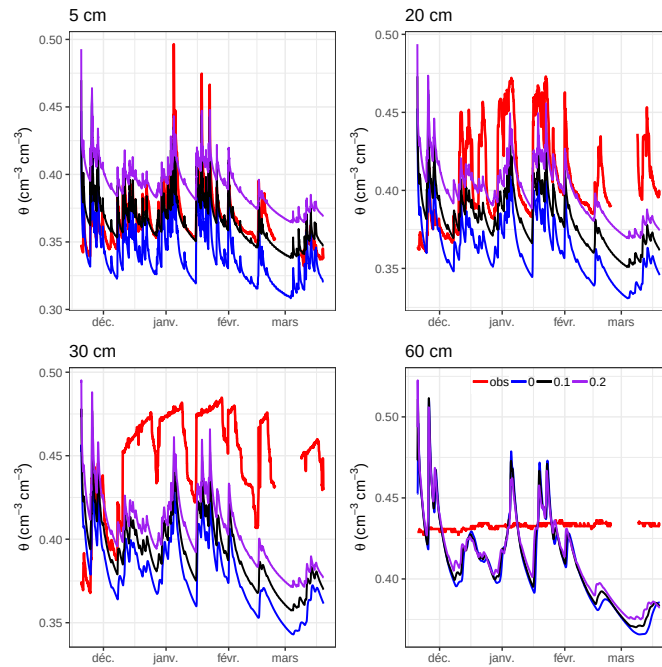


FIGURE 6.22 – Sensibilité du modèle à la variation de la teneur en eau résiduelle θ_r sur HE en période hivernale.

Paramètre de forme n de la courbe de rétention

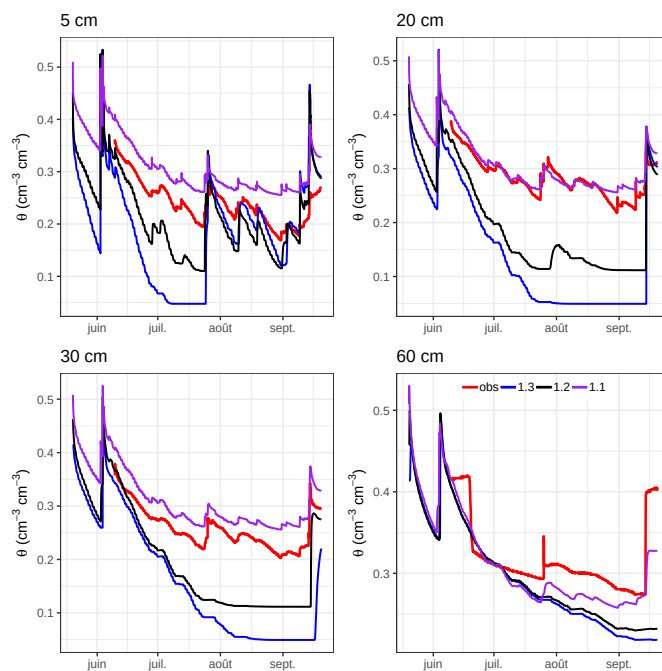


FIGURE 6.23 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre de forme n (-) de la courbe de rétention sur HE en période estivale.

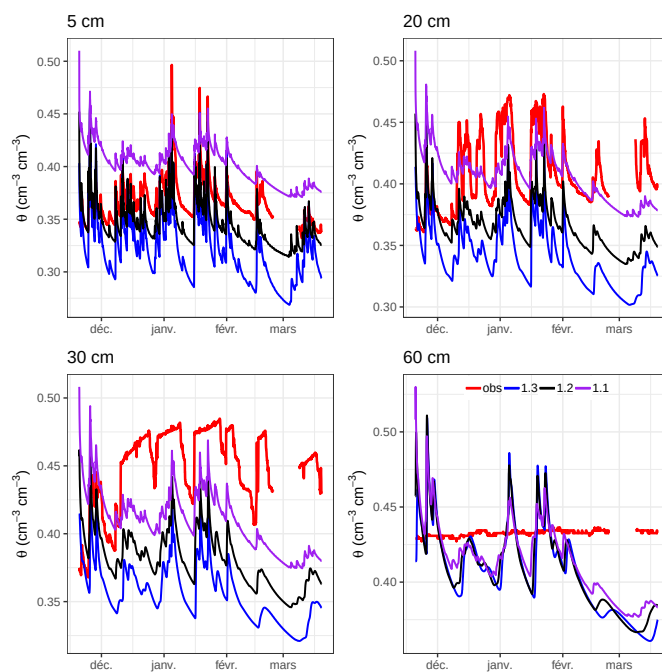


FIGURE 6.24 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre de forme n (-) de la courbe de rétention sur HE en période hivernale.

Paramètre d'échelle α de la courbe de rétention

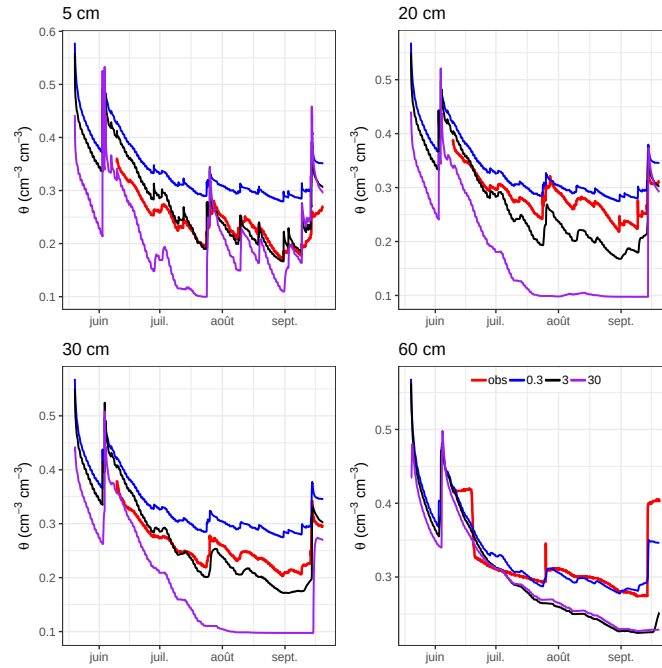


FIGURE 6.25 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre d'échelle α (m^{-1}) de la courbe de rétention sur HE en période estivale.

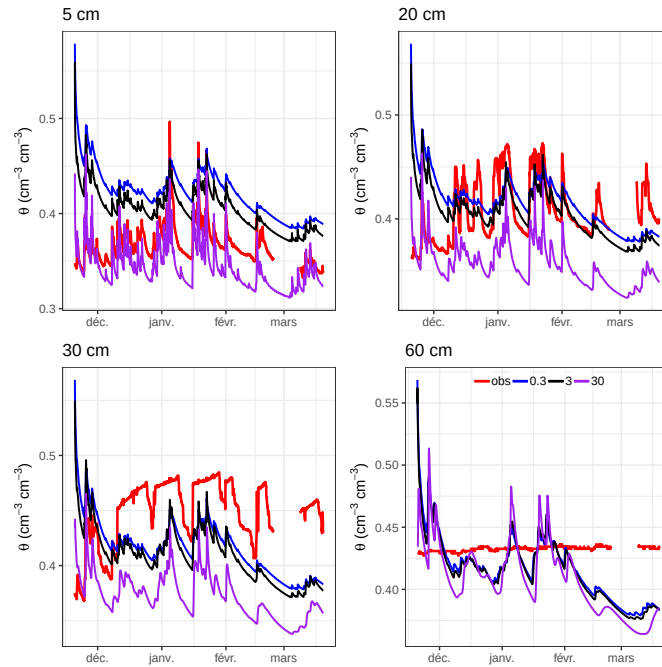


FIGURE 6.26 – Sensibilité du modèle à la variation du paramètre d'échelle α (m^{-1}) de la courbe de rétention sur HE en période hivernale.