

Faculté des bioingénieurs

Caractérisation des propriétés hydriques et porales des sols forestiers en Ardennes

Approche expérimentale pour des sols limoneux-caillouteux

Auteure	Camille Wezel
Promoteur·rice·s	Pr. Caroline Vincke Pr. Mathieu Javaux
Lecteurs	Pr. Mathieu Jonard Dr. Hugues Titeux
Encadrante	Anne Doat
Année Académique	2023 - 2024

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme de
Bioingénieur en Sciences et technologies de l'environnement

Remerciements

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide, de près ou de loin, ainsi que leur soutien tout au long de la réalisation de ce mémoire. Leurs conseils avisés et leur soutien ont grandement contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je remercie chaleureusement les Professeurs Caroline Vincke, promotrice principale, et Mathieu Javaux, co-promoteur, pour leur encadrement et leur soutien précieux tout au long de ce projet. Mes remerciements vont particulièrement à la Professeure Caroline Vincke pour ses conseils encourageants et pertinents, sa disponibilité et sa bienveillance constante. J'exprime également ma profonde gratitude au Professeur Mathieu Javaux pour son suivi attentif et son partage de connaissances approfondies sur le sujet. Merci pour le temps que vous m'avez accordé.

Je tiens à te remercier chaleureusement, Anne Doat, pour avoir accepté de m'intégrer à ta recherche. Bien qu'aucune obligation ne t'y contraignait, tu as brillamment assuré le rôle d'encadrante. Je te remercie sincèrement pour la confiance que tu m'as accordée en me confiant une partie de tes échantillons de recherche, ainsi que pour avoir organisé et coordonné le début des manipulations en laboratoire. Merci également pour ta présence et ton implication, même durant la phase d'analyse des données. Ta grande réactivité, tes conseils judicieux et ta disponibilité ont été précieuses tant pour le moral que pour l'avancement de ce mémoire.

Un grand merci à Olivier Lebbe pour ton accompagnement, tant musical que moral, ainsi que pour tes conseils et ton soutien pendant les longues heures passées au laboratoire de physique du sol. Je remercie également les techniciens de EFOR, et en particulier Romain Deblir pour son implication dans les mesures en laboratoire, ainsi que Till Vindevogel et Loïc Dumoulin pour leur accompagnement et les mesures sur le terrain.

Je remercie le Professeur Mathieu Jonard et Monsieur Hugues Titeux d'avoir accepté d'être les lecteurs de mon mémoire. Merci pour le temps et l'attention que vous y accordez.

Un immense merci à la famille des ami.e.s pour leur bienveillance et leur soutien depuis 4 ans et pour des longues années à venir. Merci au trio mémorable Claire et Nell. Me sentir soutenue et comprise au quotidien aura été non négligeable dans mon épanouissement et l'aboutissement de ce mémoire.

Enfin, je tiens à remercier infiniment ma famille de m'avoir donné l'opportunité de passer de belles années d'études et pour son soutien depuis toujours.

Table des matières

1.	Introduction.....	1
2.	Objectifs.....	4
3.	Etat de l’art.....	5
3.1.	Bilan hydrique	5
3.2.	Sécheresses	7
3.3.	Sols forestiers	8
3.3.1.	Propriétés physiques.....	8
3.3.2.	Propriétés hydrauliques	11
3.3.3.	Réserve en eau utile maximale.....	16
3.3.4.	Influence de la charge caillouteuse sur les propriétés hydrauliques et hydriques	18
3.4.	Méthodes de mesures des propriétés hydrauliques des sols en laboratoire	20
3.4.1.	Méthode classique	20
3.4.2.	Méthode HYPROP	22
3.4.3.	Comparaison des méthodes de laboratoire	25
4.	Matériels et Méthodes.....	26
4.1.	Choix des sites d’étude	26
4.2.	Campagnes d’échantillonnage	29
4.3.	Propriétés physiques	30
4.3.1.	Texture.....	30
4.3.2.	Masse volumique apparente	31
4.3.3.	Eléments grossiers.....	32
4.4.	Courbes de rétention et teneurs en eau caractéristiques des kopeckys	33
4.4.1.	Méthode classique	33
4.4.2.	Méthode HYPROP	36
4.5.	Courbes de rétention et teneurs en eau caractéristiques des agrégats	39
4.6.	Conductivité hydraulique à saturation	40
4.6.1.	Perméamètre à charge constante	40
4.6.2.	Loi de Darcy.....	41
4.7.	Réserve en eau utile maximale	41
4.8.	Outils de comparaison	43
5.	Résultats & Discussion	44
5.1.	Faisabilité de la mesure sur HYPROP des kopecky	44
5.1.1.	Résultats des tests mélange sable – gravier.....	44
5.1.2.	Application du protocole de sondage aux échantillons réels.....	44
5.2.	Propriétés physiques des kopecky et agrégats	46

5.2.1.	Charge caillouteuse.....	46
5.2.2.	Masse volumique apparente	47
5.3.	Conductivité hydraulique à saturation des kopecky.....	49
5.4.	Courbes de rétention	50
5.5.	Comparaison des mesures de teneurs en eau volumiques entre agrégats et kopecky ...	53
5.6.	Comparaison des méthodes de mesures de teneur en eau volumique sur kopecky	54
5.6.1.	Effet du séchage à l'étuve des kopecky	54
5.6.2.	Consistance intra-méthode.....	59
5.6.3.	Consistance inter-méthode.....	61
5.7.	Réserve en eau utile maximale.....	64
5.7.1.	RUM calculée par horizon.....	64
5.7.2.	RUM calculée par profil de sol.....	66
5.7.3.	Choix du potentiel matriciel pour la capacité au champ.....	68
5.7.4.	Indice de sécheresse.....	69
6.	Conclusions et perspectives.....	71
7.	Bibliographie	73
Annexe 1		81
Annexe 2		94
Annexe 3		98
Annexe 4		99
Annexe 5		100
Annexe 6		103

Liste des figures

Figure 1: Bilan hydrique à l'échelle d'un peuplement forestier, schéma inspiré de Delvoie (2023). P représente les précipitations, T la transpiration, In l'interception, E l'évaporation, I l'infiltration, RU la réserve en eau utile, P_R le prélèvement d'eau racinaire, C_R les remontées capillaires, D le drainage et $R_{in/out}$ le ruissellement.	5
Figure 2: Courbes de rétention généralisées selon le modèle de Van Genuchten (1980) pour les principales classes texturales des sols. La réserve en eau utile maximale (RUM) de celles-ci peuvent en être déduites.	15
Figure 3: Réserve en eau moyenne par type de sol en Wallonie selon la méthode Jamagne ; NB le nombre de profils analysés, Moy et ET la moyenne et écart-type de la réserve en eau sur tous les profils du même type de sol (Ridremont et al., 2012).	18
Figure 4: Réserve en eau utile (mm) en fonction des différentes phases de profondeur des sols limono-caillouteux à charge schisto-phylladeuses des sols forestiers wallons étudiés par Ridremont et al. (2011): 1 : profondeur > 80 cm, 2 : 40-80 cm, 3 : 40-80 cm avec une charge caillouteuse > 50%, 4 : 20-40 cm, 5 : 20-40 cm avec charge caillouteuse > 50%, 7 : 40-80 cm sur substrat altéré ; NB : nombre de profils, Moy : moyenne, ET : écart-type.	19
Figure 5: Schéma des différentes composantes du système de mesures de HYPROP (Schindler et al., 2010).	22
Figure 6: Evolution de la tension mesurée par un tensiomètre dans l'appareil HYPROP (Schindler et al., 2016).	23
Figure 7: Localisation des sites d'étude sélectionnés en fonction de leur zone bioclimatique en Région wallonne.	27
Figure 8: Horizons pédologiques des sites sélectionnés en fonction de leur profondeur avec classification selon le Référentiel pédologique de Baize et al. (2008) par A. Doat avec l'aide de H. Titeux.	27
Figure 9 : Triangle des textures des horizons analysés (script R provenant de A. Doat). Résultats de l'analyse granulométrique de CPAR La Hulpe sur des volumes de sol de 4 l, tamisés à 2 mm.	30
Figure 10: La teneur en carbone organique (g/kg) des différents horizons analysés en fonction de la profondeur d'échantillonnage. Résultats de l'analyse chimique de CPAR La Hulpe sur des volumes de sol de 4 l, tamisés à 2 mm.	31
Figure 11: Principales natures lithologiques des EG récoltés sur le terrain et dans les volumes de sols de 6L et leur masse volumique apparente (ρ_a).	32
Figure 12: Séquence de mesures dans laquelle les mêmes kopecky (non-perturbés, 100 cm ³) transitent à travers plusieurs appareils de mesure.	33
Figure 13: Echantillons kopecky non perturbés (100cm ³) des sites HER, MEN, HES dans le bac à sable. Les 3 répliques pour chaque horizon sont distinguables par leur couleur.	34
Figure 14 : a. Test avec mélange sable - gravier et anneau kopecky vide. Les trous de plus grandes tailles ont été réalisés au foret de HYPROP et ceux de plus petites tailles au préalable par l'aiguille à mèche. b : Utilisation d'une aiguille à mèche et d'un accessoire de placement de HYPROP pour sonder les échantillons caillouteux.	37
Figure 15: Echantillon kopecky placé sur le système HYPROP	38
Figure 16: Echantillons de type agrégats lors des mesures de teneur en eau en laboratoire. A gauche et au centre, agrégats non perturbés placés sur une couche de kaolinite respectivement dans le bac à saturation et dans la casserole à basse pression, à droite agrégats sous forme de boue (i.e. perturbés) dans la casserole à haute pression.	40
Figure 17: Perméamètre à charge constante vu d'en haut à droite et vu de profil à gauche. Parmi les 10 échantillons placés, 2 ont une lame d'eau suffisante et constante pour que l'eau s'écoule dans leur siphon jusqu'à la burette graduée.	41

Figure 18 : Distribution des échantillons kopecky en fonction du nombre de sondages à l'aiguille à mèche effectués avant leur mise sur HYPROP, en rouge : les 2 échantillons écartés car pas de positionnement trouvé après 10 sondages.	44
Figure 19: Nombre de sondages à l'aiguille à mèche nécessaires pour trouver un positionnement pour les 2 tensiomètres en fonction de la charge caillouteuse volumique (%).	45
Figure 20: Charge caillouteuse volumique moyenne (CC, cm^3/cm^3) avec les intervalles de valeurs pour chaque type d'échantillons en fonction de la profondeur d'échantillonnage. La droite noire est une droite de régression linéaire.	46
Figure 21: Moyenne et intervalle de valeurs des masses volumiques apparentes (g/cm^3) des échantillons kopecky (à la sortie de l'étuve après la méthode classique) et des agrégats en fonction de la profondeur des horizons étudiés. La droite noire est une droite de régression linéaire.	48
Figure 22: Logarithme de la conductivité hydraulique à saturation (initialement en cm/jour) de chaque échantillon kopecky en fonction de la profondeur des horizons analysés.	49
Figure 23: Teneur en eau volumique mesurée sur les kopecky 100 cm^3 par la méthode classique (croix) et la méthode HYPROP (points) ainsi que sur les agrégats (par A. Doat avec la méthode classique). Les teneurs en eau volumiques des 3 répliques kopecky ainsi que la moyenne des agrégats d'un même horizon sont affichées par horizon et pour les sites EPI, HER et MEN. La charge caillouteuse mesurée pour chaque échantillon kopecky est précisée à côté du numéro attribué.	51
Figure 24: Différence de teneur en eau volumique relative entre les mesures réalisées sur les deux types d'échantillons (%). A gauche, le filtre pour sélectionner des échantillons avec une charge caillouteuse volumique (CC) dans les deux types. A droite tous les échantillons sont pris en compte.	53
Figure 25: Différence des poids secs après la casserole BP (fin de la méthode classique) et après la mesure sur HYPROP (g) en fonction de la masse volumique apparente (ρ_a , g/cm^3) estimée à la sortie de la méthode classique. La droite rouge est une droite $y=x$	56
Figure 26: Différence des poids secs entre la méthode classique et la méthode HYPROP (g) en fonction de la teneur en carbone organique (g/kg) estimée à la sortie de la méthode classique. ...	57
Figure 27: Comparaison des teneurs en eau volumique à saturation de la méthode classique (à l'entrée du bac à sable) et estimées par le système HYPROP (cm^3/cm^3). La droite rouge est une droite $y=x$	58
Figure 28: Boîtes à moustache représentant l'écart entre la teneur en eau volumique mesurée par la méthode classique pour chaque échantillon par rapport à la moyenne de l'horizon (3 répliques) pour chaque palier de pF, pour tous les horizons et tous les sites. Les numéros affichés sont ceux des échantillons déviants.	59
Figure 29: Boîtes à moustache représentant l'écart entre la teneur en eau volumique mesurée de chaque échantillon par rapport à celle de l'horizon (3 répliques) pour chaque palier de pF, pour la méthode HYPROP. Les numéros affichés sont ceux des échantillons déviants.	60
Figure 30: Comparaison des teneurs en eau volumique (cm^3/cm^3) des méthodes classique et HYPROP à 3 pF différents. Le gradient de couleur correspond au carbone organique (g/kg) et les différentes formes aux sites étudiés. La droite rouge est une droite $y=x$	63
Figure 31: Réserve en eau utile maximale (mm) présentée en fonction du milieu de la profondeur de l'horizon considéré. Le deuxième horizon échantillonné de EPI présente une RUM équivalente pour les agrégats et kopecky. La droite noire est une droite de régression linéaire.	65
Figure 32: Réserve en eau utile maximale (mm) présentée en fonction du milieu de la profondeur de l'horizon considéré. Le deuxième horizon échantillonné de EPI présente une RUM équivalente pour les agrégats et kopecky.	65
Figure 33: Photos des profils de sols des six sites étudiés, prises par A. Doat lors des campagnes d'échantillonnage.	93
Figure 34: Charge caillouteuse volumique (cm^3/cm^3) estimée à partir des kopecky et des volumes de sol (4 l) par horizon.	97

Figure 35: Charge caillouteuse volumique (cm^3/cm^3) estimée à partir des agrégats et des volumes de sol (4 l) par horizon.	97
Figure 36: Variance des teneurs en eau volumiques mesurées sur les agrégats à différents pF. Les couleurs distinguent les horizons échantillonnés où kopeccky et agrégats ont été extraits et les formes les sites concernés.	99

Liste des tableaux

Tableau 1: Superficie des principaux types de sols forestiers en Wallonie (Ridremont et al., 2011).	10
Tableau 2: Conductivité hydraulique à saturation en fonction des principales classes texturales des sols selon le modèle Rosetta (USDA, consulté dernièrement le 11/06/2024).	12
Tableau 3: Energie potentielle exprimée selon une pression ou par unité de poids.	13
Tableau 4: Teneur en eau volumique (θ) d'horizons argileux en fonction de la masse volumique apparente que Bruand et al. (1996) appellent la densité apparente. Les teneurs en eau volumiques correspondent respectivement à la capacité au champ (Θ_{cc} ou Θ_{FC} , pF proche de 2) et au point de flétrissement permanent ($\Theta_{4,2}$ ou θ_{PWP}). RU est la réserve en eau utile (mm/cm).	17
Tableau 5 : Caractéristiques des sites d'études en termes des localisations géographiques de la fosse d'échantillonnage, de températures moyennes sur la période 1990-2020 (minimales/moyenne/maximales) (IRM, 2023), précipitations moyennes sur la période 1990-2020 (IRM, 2023), de classification de profil de sol (CNSW), surface terrière (m ² /ha) mesurée par inventaire, LAI mesuré avec le LAI2200.	28
Tableau 6 : Limites inférieures (profondeurs maximales, cm) des horizons dans lesquels les échantillons kopecky (non perturbés, 100 cm ³) ont été prélevés ainsi que les années où la campagne d'échantillonnage s'est déroulée. (-) signifie que le prélèvement de kopecky de 100 cm ³ non perturbés n'était pas possible en raison d'une charge caillouteuse élevée. (/) indique que l'horizon se situe au-delà de la limite inférieure de la fosse d'échantillonnage.....	29
Tableau 7 : Durée en jours nécessaire pour atteindre l'équilibre hydrostatique (variation entre les mesures pendant trois jours consécutifs inférieures ou égales à 0,02 g) de chaque groupe par paliers et par système de mesure.	35
Tableau 8 : Statistiques des tests effectués sur des mélanges gravier-sable représentant deux charges caillouteuses.	44
Tableau 9: Volumes des échantillons kopecky (100 cm ³) estimés, lorsque modifiés par rapport aux volumes standards imposés par la mesure dans le système HYPROP (99 cm ³). Les changements de volume se produisent avant la mise dans le système de mesure HYPROP et/ou après le passage à l'étuve (105°C pendant 48h).	55
Tableau 10: Pertes de poids secs (g) et changements de masse volumique apparente (g/cm ³) entre la fin des deux méthodes (par rapport au poids sec et masse volumique apparente à la fin de la méthode classique). Ces changements sont particulièrement importants pour les premiers horizons échantillonnés sur tous les sites sélectionnés.	56
Tableau 11: Echantillons pour lesquels les teneurs en eau volumiques (cm ³ /cm ³) présentent une différence maximale de 5% par rapport à la moyenne des θ des deux méthodes pour chaque horizon aux pF 0 ; 1,8 et 2,5.	63
Tableau 12: Réserve en eau utile maximale (mm) en fonction de la profondeur du profil considéré (1,25 m ou la somme de tous les horizons où des kopecky 100 cm ³ ont été extraits, la profondeur totale étant précisée), dépendant du pF de référence pour la capacité au champ pour chaque type d'échantillons, Agrégats (A) et Kopecky (K). Les différences (A-K) et ratios (A/K) des RUM estimées pour chaque type d'échantillons sont également présentés. Les valeurs obtenues selon la méthode Jamagne (J) sont fournies.	67
Tableau 13: Proportion de la réserve en eau utile maximale (%) négligée si la profondeur considérée se limite à 1,25 m en fonction du pF considéré pour la capacité au champ, du type d'échantillon (Agrégats ou Kopecky) et de l'équivalent avec des valeurs de la méthode Jamagne (Jamagne et al., 1977).	68
Tableau 14: Réserve en eau utile maximale (mm), LAI (Leaf Area Index), surface terrière et profondeur d'enracinement estimée des peuplements en place des sites étudiés.	69

Tableau 15: Poids (g) des éléments grossiers (EG), des racines (R) et de la terre fine (TF) suite au tamisage des kopecky.....	94
Tableau 16: Charge caillouteuse volumique (CC, cm^3/cm^3) estimée à partir des volumes de sol de 4 l et des agrégats et des kopecky par horizon. Le nombre d'échantillons traités pour calculer la moyenne et l'écart-type est mentionné pour chaque horizon.	96
Tableau 17: Résultat du test statistique Kruskal - Wallis (pvalue avec un seuil à 0,05) la masse volumique apparente (ρ_a , g/cm^3) des agrégats et kopecky.....	98
Tableau 18: Nombre d'agrégats utilisés par horizon lors des mesures de teneurs en eau à différents pF.....	99
Tableau 19: Photos d'une partie des échantillons de type kopecky pour lesquels une correction de volume a été effectuée au début de la mesure par le système HYPROP et à la sortie du séchage en étuve subséquente	100
Tableau 20: Conséquence de la séquence de mesures (i.e. effet du séchage en étuve) sur le poids sec et sur le volume occupé par les échantillons de type kopecky.	102
Tableau 21: Données par horizon analysé des six sites analysés comprenant la Réserve en eau utile maximale (RUM, mm) en prenant deux pF de référence pour la capacité au champ et en fonction du type d'échantillons Agrégats (A) et Kopecky (K) ainsi qu'à partir des valeurs de la méthode Jamagne (Jamagne et al., 1977), la charge caillouteuse volumique (cm^3/cm^3), l'épaisseur de chaque horizon (cm) ainsi que le cumul des épaisseurs des horizons par profil de sol (cm).	103

Abréviations

CC : Charge caillouteuse (cm^3/cm^3 ou %)

CNSW : Carte Numérique des sols en Wallonie

EG : éléments grossiers

FC : Capacité au champ

FEE : Fichier écologique des essences

PWP : Point de flétrissement permanent

REV : Volume élémentaire représentatif

REW : Réserve en eau utile relative (Relative Extractable Water en anglais, mm)

RU : Réserve en eau utile (mm)

RUM : Réserve en eau utile maximale (mm)

TF : Terre fine

VPD : Déficit de pression de vapeur (Vapor Pressure Deficit en anglais)

Θ_i : Teneur en eau volumique à l'humidité/pF i (cm^3/cm^3)

ρ_a : Masse volumique apparente (g/cm^3)

1. Introduction

Le réchauffement climatique, couplé à l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements extrêmes, tels que les vagues de chaleur, les fortes précipitations, les sécheresses et les cyclones tropicaux, constituent des risques majeurs pour la santé humaine et les écosystèmes naturels (IPCC, 2023). À l'échelle de la Belgique, le Rapport climatique de 2020 réalisé par l'IRM indique une hausse des températures moyennes de +1,8°C à +1,9°C au cours des 30 dernières années (1990-2019) ainsi qu'une augmentation de 9 % du cumul annuel des précipitations entre le milieu du 19e siècle et les trois dernières décennies. Toutefois, un recul des précipitations au printemps et des pluies plus abondantes en été sont observées depuis 1990 en Belgique (IRM, 2020).

La hausse de température pourrait avoir un fort impact sur la productivité des forêts et sur les relations compétitives entre les essences (Lasch et al., 2002). L'allongement de la période de végétation et l'augmentation de la concentration de CO₂ dans l'air conduisent à une augmentation du taux de photosynthèse, à condition que les réserves en eau et en nutriments du sol ne soient pas limitantes (Luo et al., 2004). En effet, la disponibilité en eau des sols est l'une des principales contraintes pesant sur la productivité des forêts (Aussenac, 1978). Or, les sécheresses dites météorologiques et atmosphériques entraînent respectivement un déficit de précipitations et un déficit de pression de vapeur. Les sécheresses météorologiques, notamment lorsqu'elles sont couplées à celles atmosphériques, peuvent se transformer en sécheresses édaphiques, synonymes de déficit d'eau disponible pour la végétation dans les sols (Li et al., 2023). Les sécheresses et leur augmentation en fréquence et en intensité touchent fortement les écosystèmes forestiers, causant dépérissements et mortalité (Manion, 1981).

Les mécanismes par lesquels les sécheresses édaphiques affectent les forêts sont multiples. Une forte demande évaporative et une faible teneur en eau du sol provoquent une diminution du potentiel hydrique tout au long du trajet de l'eau du sol vers les feuilles. Cela cause la fermeture des stomates chez la plupart des essences forestières, limitant ainsi les flux d'eau au détriment de l'assimilation du CO₂ (Bréda et al., 2006, Chaves et al., 2002). Le déficit hydrique, atteignant la machine photosynthétique, entraîne également un déficit d'assimilation du carbone ainsi qu'une modification de l'allocation des ressources au sein de l'individu. Le manque de réserves en carbone peut générer un déficit de croissance, d'accumulation de réserves carbonées et un défaut de préformation de bourgeons, avec des conséquences visibles l'année suivante (Tallieu et al., 2023). Ces effets peuvent perdurer sur plusieurs années, entraînant une réduction temporaire de la vigueur des arbres voire induire un dépérissement complexe, pluri-annuel et multifactoriel (Granier et al., 2007). Le déficit des réserves carbonées peut également augmenter la vulnérabilité des arbres face à d'autres aléas, en diminuant la résistance des arbres au froid ou leurs capacités de défense face aux agents biotiques opportunistes (Desprez-Loustau et al., 2006 ; Nageleisen, 2018).

En conditions de sécheresse, les arbres mettent en place des stratégies pour utiliser plus efficacement les ressources en eau du sol (Lindner et al., 2010). Les essences les plus résistantes face aux sécheresses sont des essences ayant des systèmes racinaires profonds, un contrôle stomatique rapide, un xylème résistant à la cavitation et des réserves abondantes de carbone (Chaves et al., 2002 ; Allen et al., 2010). En effet, il a été démontré qu'un système racinaire profond et ramifié maintenant une continuité entre les ressources en eau et la végétation permet de mobiliser une plus grande partie de l'eau et des nutriments disponibles dans le sol (Allen et al., 2010, Bréda et al., 2006).

Les traits fonctionnels des peuplements forestiers (dont notamment système racinaire, surface foliaire, propriétés du xylème), leurs caractéristiques dendrométriques (dont la densité et l'âge du peuplement) et les variables pédologiques influencent la manière dont une sécheresse météorologique se transforme en sécheresse édaphique (Bréda et al., 2006). Il est donc crucial de

prendre en compte des paramètres influençant le bilan hydrique du sol, tels que la profondeur d'enracinement, l'indice foliaire et la réserve en eau utile maximale, pour estimer le stress subi par les arbres.

Dans ce contexte, il est nécessaire de quantifier précisément la réserve en eau maximale (RUM) disponible pour les arbres afin d'anticiper les impacts sur la santé des peuplements et d'adapter la gestion forestière. Nécessitant des connaissances approfondies des propriétés hydriques et porales des sols forestiers, la mesure, l'estimation et la prédiction de la réserve en eau utile du sol demeurent particulièrement difficiles (Bréda et al., 2002a).

Il est d'usage d'estimer la RUM en prenant en compte les propriétés physiques et hydriques des sols. L'évaluation des propriétés physiques du sol telles que la porosité, la densité apparente, la présence d'éléments grossiers et l'épaisseur utile de sol sont essentielles. Toutefois, ces propriétés présentent une grande variabilité spatiale, rendant la RUM d'un profil de sol difficile à quantifier (Bréda et al., 2002a). De plus, les dimensions et types d'échantillons ainsi que la manière de les collecter peuvent influencer l'estimation de la RUM (Novák & Hlaváčiková, 2019).

Les caractéristiques spécifiques des sols forestiers empêchent une simple transposition des concepts développés pour les sols agricoles. En effet, les sols forestiers ont été relégués sur des sols superficiels, souvent acides et chimiquement pauvres, dont la topographie n'était pas propice à l'agriculture. De plus, les sols forestiers présentent une hétérogénéité conséquente par la forte présence des éléments grossiers et par la diversité de tailles des pores du sol. En effet, sous les forêts, les canaux naturels créés par les racines, les galeries d'animaux et les fissures de dessèchement facilitent un drainage vertical rapide, même lorsque les horizons de surface ne sont pas saturés (Bréda et al., 2002a). Cette macroporosité, difficile à quantifier en raison de sa variabilité spatiale et de son volume important, joue un rôle crucial dans la dynamique de l'eau dans les sols forestiers. En outre, la profondeur des racines est nettement plus variable et difficile à mesurer dans les sols forestiers que dans les sols agricoles, allant de quelques décimètres à 10 mètres. Cette variabilité augmente la diversité de capacité des plantes à accéder à des réserves d'eau plus profondes (Ramball et al., 1984). Enfin, la connaissance du comportement écophysologique des essences forestières par rapport à l'extraction de la ressource en eau disponible doit être intégrée à l'évaluation de la RUM (Bréda et al., 2002a). Pour toutes ces raisons, les bases de données de référence sont toujours en construction et cela particulièrement pour les sols forestiers caillouteux présentant une hétérogénéité importante (Cousin et al., 2003).

Aux propriétés physiques, s'ajoutent les propriétés hydriques des sols comme leurs teneurs en eau aux humidités correspondant à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent. Les teneurs en eau peuvent être déterminées notamment par des fonctions de pédotransfert ou par des tables de valeurs en fonction de la classe texturale des sols (ces dernières étant appelées méthode de Jamagne). Toutefois, ces deux méthodes prédictives manquent de rattachement au contexte pédologique et à la structure des sols (Bruand et al., 2004, Ridremont et al., 2011). Les teneurs en eau peuvent également être évaluées via la construction de courbes de rétention pour chaque horizon du profil de sol, à partir d'échantillons prélevés *in situ*. L'une des méthodes de laboratoire pour déterminer la courbe de rétention est la méthode évaporatoire avec le système HYPROP® (METER GROUP) imaginée et améliorée selon Schindler et al. (2010). Cette méthode étant assez récente et peu utilisée pour des sols forestiers caillouteux, il est intéressant de la comparer avec une méthode largement vérifiée qui est composée du bac à sable et des plaques poreuses en casserole à pression de Richard & Weaver (1944).

C'est en partie sur une comparaison entre la récente méthode évaporatoire et la méthode classique que porte ce mémoire. Il s'inscrit dans le cadre du projet de recherche mené par Anne Doat, qui vise à améliorer l'estimation de la RUM dans les sols forestiers wallons en étudiant notamment la contribution des éléments grossiers (projet de recherche appelé Action 1.4b P5 du Plan Quinquennal

de Recherche et de Vulgarisation forestière 2019-2024). Il a été commandé par la Région Wallonne et est supervisé par Pr. Caroline Vincke et Pr. Mathieu Javaux. Dans ce cadre, différents types d'échantillons ont été prélevés dans des sols forestiers limoneux caillouteux (classifiés comme Gbb dans la Carte Numérique des Sols Wallons), dont des agrégats décimétriques et des cylindres métalliques (kopecky). Ce mémoire se concentre sur les caractéristiques hydriques et porales des kopecky en utilisant les deux méthodes de mesure de laboratoire mentionnées précédemment.

2. Objectifs

Ce mémoire a pour objectif principal d'établir les propriétés physiques et hydriques des sols issus de six sites forestiers en hêtraie ardennaise à partir d'échantillons de sol non perturbés (kopecky 100 cm³), afin de déterminer la réserve en eau utile maximale des profils de sol étudiés.

Cet objectif global se décline en trois sous-objectifs :

1. Mesurer les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement à partir de kopecky non perturbés de 100 cm³, en comparant deux méthodes de laboratoire

La méthode « classique » (Eijkelkamp ®) se compose de bac à sable et casseroles à pression (Richard & Weaver, 1944) et la méthode évaporatoire appelée « HYPROP » en référence au nom de l'appareil de mesure utilisé (METER GROUP, Schindler et al., 2010). Cet appareil assure une mesure automatique et continue de la teneur en eau en fonction de la succion.

Un sous-objectif primaire de cette étape est d'évaluer la faisabilité d'installer des kopecky dans les unités d'HYPROP. En effet, l'insertion des deux tensiomètres au centre des échantillons n'est pas garantie au vu de la fraction d'éléments grossiers potentiellement conséquente dans certains échantillons.

2. Evaluer l'impact du type d'échantillon en comparant les propriétés physiques et teneurs en eau des kopecky avec les mesures effectuées sur les agrégats

Les données issues des échantillons de sol sous forme de kopecky et d'agrégats provenant des mêmes horizons sont comparées afin d'évaluer l'impact des dimensions et formes des échantillons sur la représentativité des caractéristiques hydriques et porales des sols étudiés.

3. Calculer la réserve en eau utile maximale par horizon en prenant en compte l'influence des éléments grossiers

La réserve en eau utile maximale des sols est calculée, en tenant compte des éléments grossiers présents dans les échantillons, dont la fraction massique a été évaluée par le fractionnement de tous les kopecky.

A la suite de cette introduction générale, une section Etat de l'art présente l'impact des sécheresses sur le bilan hydrique forestier ainsi que les notions de propriétés hydriques et porales des sols forestiers et les méthodes pour les évaluer. Ensuite, la partie Matériels & Méthodes décrit les mesures effectuées et les calculs associés pour caractériser ces propriétés. De plus, les mesures réalisées sur les agrégats par A. Doat y sont ajoutées. Enfin, la partie Résultats & Discussion présente et compare les caractéristiques physiques des échantillons, les teneurs en eau volumiques mesurées par les deux méthodes et sur les deux types d'échantillons ainsi que l'estimation de la réserve en eau utile maximale. Ces éléments sont ensuite discutés selon la littérature.

3. Etat de l'art

3.1. Bilan hydrique

Le changement climatique, modifiant la distribution spatiale et temporelle des précipitations ainsi que les températures moyennes annuelles, perturbe fortement le cycle de l'eau (Ellison et al., 2017). Il est donc important de comprendre et quantifier les variations des flux et stocks d'eau via l'établissement d'un bilan hydrique à l'échelle d'un peuplement forestier, essentiel pour anticiper les conséquences du changement climatique (Garnier et al., 1995).

Dans le système « peuplement », l'eau circule via des flux et est stockée dans différents réservoirs. L'atmosphère est un réservoir où l'eau se trouve sous forme de vapeur d'eau. Un autre réservoir est le sol qui contient l'eau sous forme liquide dans la partie insaturée ou dans les aquifères plus en profondeur. Dans les échanges entre le sol et l'atmosphère, en plus de l'évaporation directe de l'eau depuis la surface du sol, la végétation joue un rôle crucial en créant et en maintenant un continuum hydrique (Bréda et al., 2006). L'eau est un des composants de la sève des arbres et est libérée sous forme de vapeur d'eau à travers les stomates des feuilles.

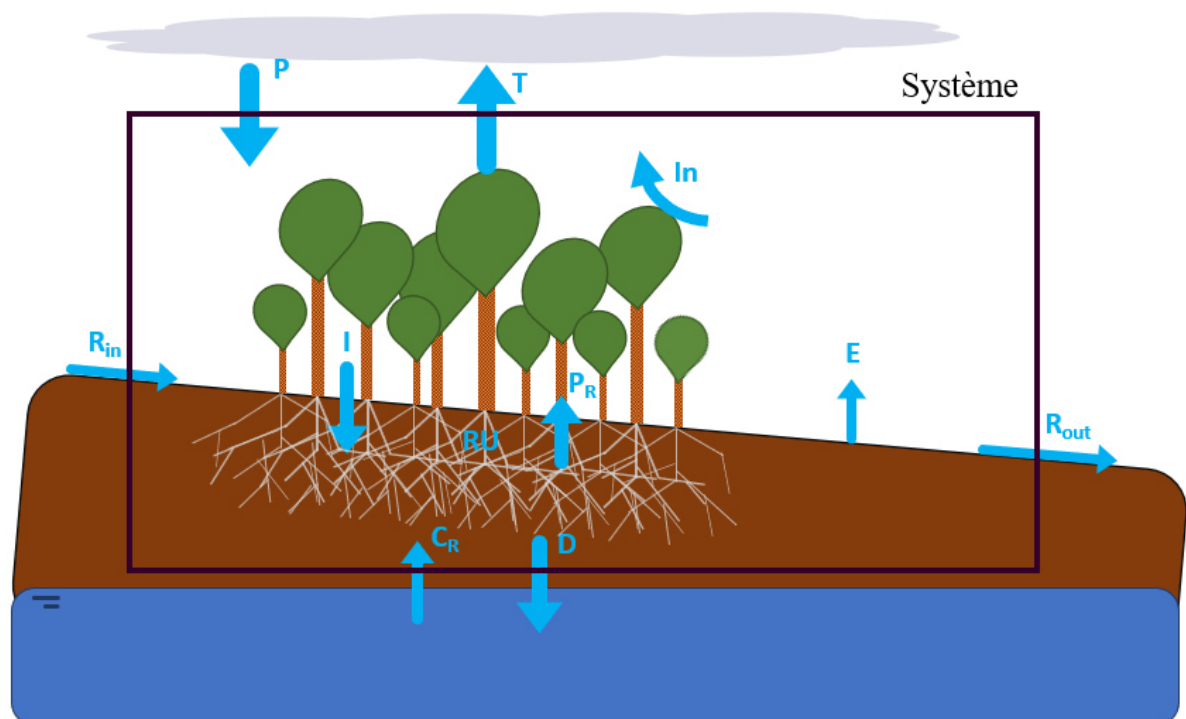


Figure 1: Bilan hydrique à l'échelle d'un peuplement forestier, schéma inspiré de Delvoie (2023). P représente les précipitations, T la transpiration, In l'interception, E l'évaporation, I l'infiltration, R_U la réserve en eau utile, P_R le prélèvement d'eau racinaire, C_R les remontées capillaires, D le drainage et $R_{in/out}$ le ruissellement.

Comme représenté à la Figure 1, les flux sortant du système sont multiples. Tout d'abord, le gradient de potentiel hydrique engendre une force motrice qui déplace l'eau des racines jusqu'aux stomates des feuilles, où elle s'évapore. Ce flux, provoqué par la différence de potentiel hydrique, aboutit à la transpiration (T) (Cruiziat et al., 2002).

L'évapotranspiration réelle (ET_R) intègre la transpiration des arbres (T), l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée (In), ainsi que l'évaporation de l'eau du sol (E). L' ET_R dépend principalement de la demande atmosphérique en eau et de la disponibilité en eau du sol. La demande atmosphérique en eau influence directement l'évapotranspiration potentielle (ET_P), qui représente

la capacité maximale d'évaporation et de transpiration d'un écosystème dans des conditions optimales de disponibilité de l'eau. L' ET_p est déterminée par des facteurs climatiques tels que le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent (Monteith, 1973). Par ailleurs, l' ET_R est également influencée par des éléments tels que le type de sol, l'humidité du sol et le système racinaire ainsi que la régulation stomatique et la dimension des arbres. De plus, l'intensité et la nature des précipitations et l'indice de surface foliaire jouent un rôle significatif (Granier et al., 1999). Avec l'augmentation des températures due au changement climatique, l' ET_R tend à augmenter considérablement à condition que les réserves en eau du sol soient suffisamment approvisionnées.

Le drainage (D) se réfère au flux d'eau libre à travers le sol, pouvant être rapide ou lent. Il varie spatialement en fonction de la texture, la structure et l'état hydrique (Granier et al., 1999). Ce processus est principalement induit par l'infiltration de l'eau à travers la porosité du sol, allant des horizons superficiels vers les couches plus profondes, sous l'effet de la gravité. Le drainage peut se produire de manière verticale et latérale, selon la continuité des pores dans le sol. Il est également sujet à des variations temporelles, avec une intensité accrue après des épisodes de fortes précipitations (Ballif & Dutil, 1983). Les remontées capillaires (C_R) se produisent dans la direction opposée au drainage, dictées par les forces capillaires résultant des interactions entre l'eau, les particules de sol et les pores.

Les précipitations (P) sont les principaux flux entrant dans le système, jouant ainsi un rôle de moteur dans le cycle de l'eau. Seule une partie de l'eau atteint le sol car une proportion est interceptée au niveau de la canopée et par la suite réévaporée (I_n). Les valeurs d'interception varient considérablement en fonction de l'essence implantée, de la sylviculture, du climat et de la saison. Dans des conditions climatiques tempérées, les résineux interceptent entre 30 et 40 % et les feuillus entre 15 et 30 % des précipitations incidentes (Aussenac & Boulangeat, 1980). Une fois au sol, l'eau peut s'infiltrer (I), s'évaporer (E) ou ruisseler (R_{out}), bien que le ruissellement reste un phénomène minoritaire en forêt sauf en cas de forte pente. Les autres apports d'eau incluent le ruissellement potentiel en surface provenant de l'amont (R_{in}) et les remontées capillaires (C_R) des aquifères.

Les racines des arbres prélèvent de l'eau (P_R) dans la réserve disponible constituant ainsi la source d'eau principale pour les arbres. Cette source est appelée la réserve en eau utile ou eau utile (RU), Available Water Capacity (AWC) en anglais. Elle fluctue entre un maximum (i.e. la réserve en eau utile maximale, RUM) généralement atteint à la fin de l'hiver et un minimum en saison estivale qui dépend des conditions climatiques à la fin de l'été (Granier et al., 1999).

L'absorption de l'eau par les racines suit le gradient de potentiel hydrique décroissant du sol vers les racines. Ce gradient est principalement contrôlé par la transpiration et le potentiel hydrique du sol. Celui-ci est fonction de la disponibilité en eau dans le sol, elle-même conditionnée par les forces de surface liant l'eau aux particules de sol (matrice de potentiels), qui sont fortement influencées par la texture (Bréda et al., 2006).

L'extraction d'eau par les racines est influencée par la densité racinaire et la disponibilité en eau dans chaque horizon du sol au cours des saisons. En règle générale, lorsque la densité racinaire est élevée, l'eau est d'abord prélevée dans les horizons superficiels, si leur teneur en eau le permet. Ensuite, le prélèvement a lieu dans les horizons plus profonds, sauf si la surface est réhumidifiée par des pluies (Bréda et al., 1995). En période sèche, le prélèvement peut se déplacer vers les horizons plus profonds, qui présentent généralement une densité racinaire plus faible et des racines plus fines (Bréda et al., 2002a).

Enfin notons que l'absorption de l'eau par les racines est favorisée par la création d'un réseau de connexions racinaires entre arbres voisins, appelé un anastosome racinaire, et par la présence d'un complexe mycorhizien qui agrandit la surface d'absorption (Garbaye & Guehl, 1997).

Le bilan hydrique du système forestier peut s'écrire sous la forme de l'équation suivante (Granier et al., 1999) :

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = P - ET_R - D - R_{out} + C_r + R_{in} \quad (1)$$

Où toutes les variables sont exprimées en mm/h,

- $\frac{\Delta S}{\Delta t}$: Variation du stock d'eau du sol
- P : Précipitations
- ET_R : Evapotranspiration réelle (incluant l'évaporation de l'eau du sol et de l'interception de la canopée et la transpiration)
- C_R : Remontée capillaire
- D : Drainage (vertical et latéral)
- $R_{in/out}$: Ruissellement entrant et sortant du système.

BILJOU © propose de modéliser le bilan hydrique forestier journalier afin de quantifier l'intensité et la durée des sécheresses à l'échelle d'un peuplement forestier. Le modèle tient compte des caractéristiques du site et de son climat ainsi que des propriétés du sol (Bréda et al., 2006). Un autre modèle existant est le modèle HETEROFOR ©. Le module hydrologique de HETEROFOR © évalue précisément l'interception des précipitations, la transpiration individuelle, l'eau du sol et le drainage profond (Wergifosse, 2020). Cependant, par manque de temps, les données récoltées et analysées lors de ce mémoire ne seront pas implémentées dans une simulation.

3.2. Sécheresses

Les sécheresses peuvent être définies comme météorologiques, atmosphériques, édaphiques, hydrologiques et socio-économiques (Mukherjee et al., 2018). Ici, nous nous intéressons aux sécheresses météorologiques, atmosphériques et édaphiques.

Une sécheresse météorologique est définie par un déficit de précipitations par rapport à la moyenne annuelle, entraînant un déficit hydrique climatique (IRM, 2020). En Belgique, la durée des sécheresses au printemps a augmenté de 1,5 jour par décennie depuis 1981. En combinant cette augmentation avec la diminution observée des cumuls pluviométriques durant la même saison, l'intensité des sécheresses printanières a tendance à augmenter depuis le réchauffement observé dans notre pays à la fin des années 1980 (IRM, 2020).

Une sécheresse atmosphérique se caractérise par un déficit de pression de vapeur (VPD). Avec l'élévation de la température de la surface terrestre, une augmentation de la pression de vapeur de saturation de l'atmosphère est observée. Cependant, comme la pression de vapeur réelle n'augmente pas au même rythme, le VPD s'accroît (Hatfield & Prueger, 2015). Cette hausse de VPD provoque la diminution de la conductance stomatique et l'augmentation de la transpiration pour la plupart des espèces végétales jusqu'à un certain seuil de VPD (Schulze et al., 1972). Ce phénomène entraîne une série de conséquences, notamment une réduction de la photosynthèse et de la croissance, ainsi qu'un risque accru de manque de carbone et de défaillance hydraulique. Ainsi le risque de stress hydrique augmente plus rapidement, en particulier si les conditions de VPD élevé sont combinées à une diminution des précipitations (Will et al., 2013).

Une sécheresse édaphique se manifeste lorsque la sécheresse météorologique persiste, particulièrement si elle est exacerbée par une sécheresse atmosphérique, entraînant un déficit hydrique dans le sol (Li et al., 2023). Elle se caractérise par un manque d'eau disponible dans le sol

pour les plantes (Bréda et al., 2023) et constitue l'une des principales contraintes limitant la productivité des forêts (Aussenac, 1978). En l'absence de précipitations suffisantes, les arbres continuent à transpirer, ce qui épuise les réserves d'eau du sol.

La sécheresse édaphique peut être définie de deux manières. Elle peut d'abord être évaluée en termes d'état hydrique du sol, qui se caractérise par sa teneur en eau ou son potentiel hydrique. En parallèle, la sécheresse édaphique peut également être décrite par le contenu en eau disponible pour les plantes (Granier et al., 1999). Dans ce cas, le déficit hydrique du sol est utilisé pour caractériser l'état de remplissage du réservoir en eau du sol par rapport à des seuils spécifiques, lesquels sont définis en fonction des conséquences physiologiques du manque d'eau sur la végétation (Granier et al., 1999). Depuis les années 1980, cet état de remplissage est quantifié par l'indice de Réserve en Eau Relative (REW, pour Relative Extractable Water). La REW est calculée comme le rapport entre la réserve en eau utilisable (RU) et la réserve en eau utilisable maximale (RUM) d'un sol sur une profondeur définie, généralement correspondant à la profondeur racinaire. Des études conjointes de transpiration et de teneur en eau du sol sur diverses essences dans des conditions climatiques et pédologiques variées, ont mis en évidence un seuil critique. En-dessous de ce seuil, fixé à 40 % de la RUM du sol, la conductance stomatique commence à réguler de manière significative la consommation d'eau des arbres (Granier et al., 1995).

3.3. Sols forestiers

Caractériser les sols forestiers est essentiel au vu de leur place importante dans le bilan hydrique ainsi que dans la problématique des sécheresses. Dans les sections suivantes, les propriétés physiques et hydriques des sols sont décrites afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique global du profil de sol. Notons que les propriétés physiques telles que la texture, la structure, la masse volumique apparente et la porosité déterminent le régime hydrique du profil du sol et influencent la rétention d'eau ainsi que la conductivité hydraulique. Afin d'étudier les sols et leurs propriétés, l'étude du profil de sol en tant que succession d'horizons est considérée.

3.3.1. Propriétés physiques

3.3.1.1. *Texture*

La texture relève de la granulométrie du sol. En fonction de la taille des grains, les éléments sont classés en trois classes principales : sable (entre 50 μm et 2 mm), limon (entre 2 μm et 50 μm) et argile (inférieur à 2 μm). Au-delà de 2 mm, les éléments sont considérés comme grossiers. Par la suite, la terre fine (TF) se définit comme les particules d'une taille inférieure à 2 mm, se différenciant ainsi des éléments grossiers (EG) selon Miller & Guthrie (1984).

3.3.1.2. *Structure et porosité*

La structure caractérise l'agencement des grains entre eux ainsi que la création de vides induite par cette organisation. Elle influence les processus physiques et chimiques tels que les échanges de gaz, de liquide, de chaleur ainsi que la pénétration et prolifération des racines. Les processus biologiques du profil de sol tels que la vie microbienne ainsi que la décomposition et le stockage de la matière organique du sol sont également influencés par la structure.

Les petites particules liées entre elles forment de plus grandes et créent les agrégats. Ce sont les unités de base du sol. Les agrégats se forment par des forces physiques et sont stabilisés par différents facteurs tels que la matière organique, les oxydes de fer et aluminium ainsi que des argiles minéralogiques (Lynch & Bragg, 1985). En outre, la stabilisation des agrégats de sol est importante notamment pour lutter contre l'érosion et maintenir des habitats pour les microorganismes (Bronick & Lal, 2005).

La taille, la forme et l'agencement des agrégats du sol déterminent la distribution de la taille des pores, ce qui influence de nombreuses propriétés physiques et hydriques du sol. La porosité d'un sol est définie comme le volume occupé par les vides dans un volume de sol. C'est une mesure adimensionnelle (m^3/m^3). Les pores sont classés en fonction de leur taille. Les macropores ($> 30 \mu\text{m}$) sont les pores de plus grandes tailles permettant l'infiltration de l'eau et les échanges de gaz et d'air. Ils sont créés par les espaces inter-agrégats, la vie des organismes du sol (notamment des arthropodes, vers de terre, nématodes et macro-organismes plus grands) ainsi que par la mort des racines et la non-compaction du sol (Bronick & Lal, 2005). Les micropores retiennent davantage l'eau à des potentiels hydriques équivalents (Lynch & Bragg, 1985).

Notons que les agrégats du sol possèdent des pores plus petits que ceux inter-agrégats, généralement présents dans des échantillons volumineux, tels que par exemple dans des cylindres métalliques appelés kopecky (Novák & Hlaváčiková, 2019).

3.3.1.3. *Masse volumique*

La masse volumique réelle est la masse de sol sec par unité de volume de la phase solide (ρ_s) tandis que la masse volumique apparente (ρ_a) du sol correspond à la masse sèche par unité de volume de sol non perturbé (Monnier et al., 1973). Il s'agit d'une propriété importante pour caractériser les propriétés hydriques (Bruand et al., 1996).

La relation avec la porosité est la suivante (Monnier et al., 1973) :

$$\varphi = 1 - \frac{\rho_a}{\rho_s} \quad (2)$$

Où,

- φ : la porosité (%)
- ρ_a : masse volumique apparente (g/cm^3)
- ρ_s : la masse volumique réelle du sol ($2,65 \text{ g}/\text{cm}^3$ pour un sol minéral).

La masse volumique apparente des sols forestiers varie principalement en fonction de (Jalabert et al., 2010) :

- la teneur en carbone organique ;
- l'essence forestière en place ;
- la teneur en fragments grossiers ;
- le matériau parental ;
- la profondeur de l'échantillonnage.

Souvent absente des bases de données des sols en raison de mesures chronophages, la masse volumique apparente peut être déterminée via des fonctions de pédotransfert se basant sur la teneur en carbone organique, le pH, la texture, les cations échangeables, les éléments grossiers et la profondeur d'échantillonnage (Jalabert et al., 2010).

Plusieurs études différencient la masse volumique apparente de la terre fine de celle du volume de sol total qui inclut les éléments grossiers. La masse volumique du sol total est systématiquement plus élevée que la masse volumique apparente de la terre fine (Page-Dumroese et al., 1999).

3.3.1.4. *Éléments grossiers*

Selon la base de données européenne des sols, 41 % des sols européens contiennent un volume d'éléments grossiers d'au moins 10 % (Stendahl et al., 2009). Les sols contenant plus de 35 % de pierres en volume, c'est-à-dire des particules de sol de plus de 2 mm, sont considérés comme sols caillouteux (Tetegan et al., 2011). En Belgique, les sols forestiers contenant des cailloux sont majoritaires, comme en témoigne le Tableau 1 venant de Ridremont et al. (2011). L'occupation des

sols caillouteux est majoritairement du pâturage et des forêts au vu de la difficulté de cultiver des terres avec trop de cailloux (Poesen & Lavee, 1994). La teneur volumique en éléments grossiers dans un volume de sol sera appelée charge caillouteuse dans la suite de ce document. Elle peut être exprimée en cm^3/cm^3 ou en pourcentage.

Tableau 1: Superficie des principaux types de sols forestiers en Wallonie (Ridremont et al., 2011).

Description	Wallonie		Forêts productives	
	10 ³ ha	%	10 ³ ha	%
Sols tourbeux ou tourbières	6	0,4	2	0,5
Sols sableux ou limono-sableux	35	2,1	20	4,1
Sols sablo-limoneux	68	4,0	11	2,3
Sols limoneux	519	30,7	45	9,3
Sols argileux	49	2,9	13	2,7
Sols limoneux peu caillouteux	134	7,9	59	12,2
Sols limono-caillouteux	650	38,5	309	64,2
Regroupement de complexes de sols et de sols de fonds de vallons limoneux ou rocailloux	52	3,1	14	2,9
Sols artificiels ou non cartographiés	177	10,5	9	1,8
Total	1 690	100,0	481	100,0

La présence d'éléments grossiers (EG) a des implications importantes pour la compréhension du comportement des sols et l'interprétation des données pédologiques. Les EG et leurs caractéristiques (origine, degré d'altération, position et teneur volumique dans le profil de sol) influencent les propriétés physiques et hydrauliques du sol telles que la température du sol (Poesen & Lavee, 1994), l'infiltration (Brakensiek & Rawls, 1989), la rétention d'eau (Cousin et al., 2003) et la sensibilité à l'érosion (Poesen & Lavee, 1994). Ce sujet est plus largement abordé dans la Section 3.3.4.

De plus, la présence de fragments grossiers réduit le volume de terre fine, diminuant ainsi la surface exposée du sol et sa capacité de rétention d'eau. Ces facteurs affectent de nombreux processus chimiques dans le sol, tels que la capacité tampon et l'altération des matériaux inorganiques (Hodson & Langan, 1999). En outre, l'activité chimique et biologique est affectée par la présence d'EG (Childs & Flint, 1990). Par exemple, la distribution des fines racines peut être plus concentrée autour des EG.

Par ailleurs, en agissant comme des obstacles autour desquels les particules de sol plus fines ne peuvent pas se compacter complètement, les EG créent et maintiennent des macropores. Cela prodigue une résistance accrue à la compaction de la terre fine présente entre les EG (Poesen & Lavee, 1994, Sekucia et al., 2020). Cela se manifeste par la corrélation négative entre la teneur en EG et la masse volumique apparente de la terre fine (Poesen & Lavee, 1994).

En outre, la nature lithologique des EG influence la masse volumique apparente des éléments. Pour ceux provenant du même horizon, une faible variabilité a été observée dans une étude menée par Tetegan et al. (2011) en France. La masse volumique apparente la plus basse est attribuée à la gaize, roche sédimentaire siliceuse poreuse (1,00 à 1,98 g/cm^3) et la plus élevée au calcaire (1,03 à 2,72 g/cm^3) ou au silex (1,51 à 2,60 g/cm^3). Elle décroît selon l'ordre suivant : calcaire $\geq$ silex $\geq$ chert > craie > gaize (Tetegan et al., 2011).

3.3.1.5. Caractérisation de la charge caillouteuse

Plusieurs méthodes existent pour évaluer la charge caillouteuse des sols forestiers. Sur le terrain, la "méthode de pénétration à la tige" ou "méthode finlandaise", décrite par Viro (1952) et Eriksson & Holmgren. (1996), permet d'estimer la proportion volumique de fragments grossiers de plus de 2 cm dans les premiers centimètres d'un sol en insérant une tige métallique graduée. Toutefois, cette

méthode ne mesure que la distance par rapport à la surface supérieure des pierres et blocs, ce qui peut donner des estimations inexactes de la charge caillouteuse surtout lorsque celle-ci dépasse $0,5 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (Eriksson & Holmgren, 1996). Une calibration régionale et une connaissance des processus géologiques locaux sont nécessaires pour améliorer la précision et la représentativité des estimations (Rytter, 2012 ; Stendahl et al., 2009).

Des méthodes destructives existent également, notamment en creusant une fosse sur le site d'étude et en extrayant des échantillons de sol pour les fractionner et les caractériser au laboratoire. Utile pour la caractérisation pédologique, la fosse peut être très étendue et demander une logistique conséquente, ce qui contribue à la destruction des sites d'études (Eriksson et al., 1996). Dans le cadre du programme ICP Forests, il est recommandé de procéder à une estimation visuelle des éléments grossiers et des blocs dans le profil de la paroi de la fosse creusée (Cools & De vos, 2013). Cette méthode est acceptable pour les éléments grossiers de plus de 76 mm et les blocs. Cependant, elle a tendance à sous-estimer le contenu en pierres plus petites que 76 mm selon Alexander (1981).

3.3.1.6. *Echantillonnage dans les sols caillouteux*

Pour caractériser les sols caillouteux, il est nécessaire d'utiliser un volume de sol représentatif des propriétés du sol en fonction des dimensions de ses constituants (i.e. les fragments de roche présents). Ce volume est estimé sur la base de la théorie du volume élémentaire représentatif (REV). Le REV est considéré approprié lorsque les propriétés du milieu poreux restent constantes dans une certaine gamme de volumes de sol (Novák & Hlaváčiková, 2019). Ce volume doit être suffisamment grand pour compenser les discontinuités des éléments structuraux du sol, mais suffisamment petit par rapport au volume total du milieu poreux dans lequel les processus de transport se produisent. Pour les sols relativement homogènes, un REV de 100 cm^3 est généralement suffisant. Cependant, pour les sols caillouteux, il est recommandé de ne considérer que la fraction de terre fine lors de l'utilisation d'un cylindre standard (Novák & Hlaváčiková, 2019). Selon Butcher et al. (1994), pour les sols avec une charge caillouteuse de plus de 50%, le REV se situe entre 400 cm^3 et 2100 cm^3 et est en termes de poids au moins cent fois plus lourd qu'un élément grossier moyen de l'horizon.

La collecte d'échantillons dans les sols forestiers est biaisée par la présence d'éléments grossiers de taille importante et les arbres en place (Cools & De vos, 2013). De plus, il n'est pas possible d'extraire des volumes de sol dans certains horizons trop caillouteux (kopecky de 100 cm^3 ou 250 cm^3) mais bien des agrégats décimétriques ou des plus grands volumes de sol de l'ordre du dm^3 (Doat, 2022). Lorsque ce n'était pas possible de collecter des échantillons *in situ*, plusieurs auteurs ont assemblé la terre fine avec différentes proportions de EG pour étudier leur influence sur les propriétés de rétention d'eau des sols (Kirchen et al., 2017 ; Parajuli et al., 2017 ; Korboulewsky et al., 2020 ; Naseri et al., 2022).

3.3.2. Propriétés hydrauliques

3.3.2.1. *Conductivité hydraulique*

Selon la loi de Darcy (Darcy, 1856), l'infiltration de l'eau dépend de la conductivité hydraulique du sol. La conductivité hydraulique est une mesure de la capacité d'un sol à transmettre de l'eau sous l'effet d'un gradient de potentiel hydraulique. Elle est généralement exprimée en mètres par seconde (m/s) ou en centimètres par jour (cm/jour). Elle peut être caractérisée par une courbe de conductivité qui illustre la relation entre la conductivité hydraulique (K) et la succion (h), spécifique à chaque sol. Cette conductivité est influencée par des facteurs tels que la texture et la structure du sol. . Par exemple, la présence de pores de grande taille, comme celle observée dans les sols sableux ou bien structurés, favorise une infiltration rapide en conditions humides.

Les sédiments, sur lesquels se forment les sols, sont constitués de particules solides orientées, ce qui entraîne des variations de conductivité hydraulique à saturation selon la direction de l'écoulement de l'eau. Les sols présentant cette caractéristique sont dits anisotropes. L'anisotropie

de cette propriété est souvent accentuée par la présence de fissures, de craquelures ou de macropores, créés notamment par des racines mortes ou des éléments grossiers (Novák & Hlaváčiková, 2019). À saturation, la conductivité hydraulique (K_s) dépend fortement de la présence de pores larges et de leur continuité selon la fonction de pédotransfert Rosetta (USDA, consulté le 11/06/2024). Le Tableau 2 ci-dessous en témoigne.

Tableau 2: Conductivité hydraulique à saturation en fonction des principales classes texturales des sols selon le modèle Rosetta (USDA, consulté dernièrement le 11/06/2024).

	$K_s \text{ log(cm/jour)}$
Argile	$1,2 (\pm 0,9)$
Limon	$1,6 \pm 0,3$
Sable	$2,8 \pm 0,6$

Selon Jarvis et al. (2013), le K_s est fortement lié à la masse volumique apparente, la teneur en carbone organique et l'occupation du sol. En effet, la teneur en carbone organique est corrélée négativement avec K_s , en raison de sa répulsivité vis-à-vis de l'eau. De plus, le K_s est deux à trois fois plus faible sur des sites agricoles, hors labour ou en début de saison, comparativement à une forêt (Jarvis et al., 2013).

3.3.2.2. Potentiel matriciel

L'eau présente dans le sol possède un potentiel énergétique appelé potentiel hydrique par rapport à un état de référence. Ce dernier correspond à de l'eau pure et libre à pression atmosphérique, à une température de référence ainsi qu'à une position connue dans le profil de sol. Dans le sol, l'eau se déplace des zones où le potentiel hydrique est élevé vers celles où il est plus faible. Le potentiel hydrique de l'eau d'un sol résulte de l'addition de plusieurs termes (Campbell, 1988) :

- le potentiel matriciel provenant de l'attraction exercée par la matrice du sol sur l'eau ainsi qu'entre les molécules d'eau (≤ 0) ;
- le potentiel gravitationnel correspondant au produit de la constante gravitationnelle ($9,81 \text{ m/s}^2$) et de la distance verticale entre le point donné et le point de référence ;
- le potentiel de pression comprenant :
 - o le potentiel hydrostatique, pression exercée par une colonne de liquide en équilibre sous l'influence de la gravité (≥ 0),
 - o le potentiel géostatique dû au poids des grains de sol et de roche au-dessus du point de référence,
 - o le potentiel barométrique, pression atmosphérique due au poids de l'air au-dessus du point de référence ;
- le potentiel osmotique dû aux électrolytes dissous dans la solution de sol (≤ 0).

Ces potentiels sont généralement exprimés en unités de pression, telles que les kilopascals (kPa) ou en bar, équivalentes à des joules par mètre cube (J/m^3), ce qui correspond à une énergie potentielle par unité de volume. Ils peuvent également être exprimés en termes d'énergie potentielle par unité de poids. Ils peuvent être représentés sous forme de charges, correspondant à la hauteur d'une colonne d'eau exprimée en centimètres (équivalent à des joules par newton, J/N).

Vu son lien avec la capacité de rétention d'eau du sol, le potentiel matriciel (également appelé charge matricielle) retient particulièrement notre attention. Son signe négatif indique que l'eau est retenue dans le sol avec une énergie inférieure à celle de l'eau libre, et qu'un travail est nécessaire pour extraire cette eau de la matrice solide du sol. De plus, le potentiel matriciel représente la contribution des forces d'adsorption et de capillarité (Campbell, 1988). L'énergie d'adsorption reflète les interactions entre les molécules d'eau et la surface des particules du sol, incluant les contributions des phénomènes d'hydratation, osmotique, des forces de Van der Waals et des

interactions électrostatiques (Luo et al., 2022). L'énergie capillaire, déterminée par la loi de Jurin, est responsable de la montée ou de la descente de l'eau dans des tubes capillaires cylindriques, due à la tension superficielle de l'eau. La loi de Jurin s'exprime de la manière suivante (Jurin, 1717) :

$$h = \frac{2 \cos(\alpha) \gamma}{\rho_{eau} g r} \quad (3)$$

Où,

- h : potentiel matriciel (m)
- α : angle de contact entre le liquide et le solide (0° pour une section mouillée)
- γ : tension superficielle du liquide (pour l'eau : $0,072 \text{ N/m}$)
- ρ_{eau} : masse volumique de l'eau (1000 kg/m^3)
- g : accélération due à la gravité ($9,81 \text{ m/s}^2$)
- r : rayon du tube capillaire (m).

Pour le potentiel matriciel, une unité largement utilisée est la force potentielle (pF) qui utilise une échelle logarithmique pour représenter la charge matricielle (cf. Equation 4).

$$pF = \log (|h|) \quad (4)$$

Où,

- pF : force potentielle (adimensionnelle)
- h : charge matricielle (cm).

Certaines valeurs de pF discrets sont couramment utilisées pour qualifier l'humidité du sol en physique du sol, dont celles présentées dans le Tableau 3.

Tableau 3: Energie potentielle exprimée selon une pression ou par unité de poids.

Pression		Charge matricielle	
kPa	bar	Charge (cm)	pF
-0,1	-0,001	-1	0
-0,31	-0,0031	-3,2	0,5
-1	-0,01	-10	1
-6	-0,06	-63	1,8
-10	-0,1	-100	2
-33	-0,3	-306	2,5
-100	-1	-1020	3
-300	-3	-3060	3,5
-1500	-15	-15300	4,2

Pour différents types d'humidité telles que la capacité au champ et le point de flétrissement permanent, plusieurs définitions sont utilisées dans la littérature.

L'humidité à la capacité au champ correspond à l'humidité du sol lorsque les plus grands pores se sont vidés. Elle dépend du processus physique de drainage. Cette humidité ne varie pas en fonction du type de végétation pour un même type de sol (Ratliff et al., 1983). Notons que de nombreuses définitions basées soit sur la durée après la fin des pluies ou de l'irrigation, soit sur la dynamique de la teneur en eau dans le sol existent pour déterminer à partir de quel moment les plantes peuvent puiser dans la réserve en eau (Cousin et al., 2022). La définition en termes de potentiel matriciel est couramment utilisée dans la littérature, nous l'utiliserons également dans la suite de ce document.

Parce que le drainage est un processus dynamique au sein d'un sol, un problème persiste en maintenant un potentiel matriciel de référence pour déterminer la teneur en eau à la capacité au champ. En effet, il est incertain que le drainage devienne négligeable à certains potentiels de référence (Hillel, 1998 ; Meyer & Gee, 1999). Toutefois, par simplicité, une approximation couramment utilisée de la capacité au champ est un potentiel matriciel compris entre un pF de 1,8 (-6 kPa) et 3 (-100 kPa) selon Cousin et al., 2022. Il dépend de la structure et texture du sol. Dans la littérature, un potentiel à un pF de 2 (-10 kPa) et de 2,5 (-33 kPa) sont respectivement utilisés pour les sols à texture fine (Richards & Weaver, 1944) et pour les sols à texture grossière (Romano & Santini, 2002). Par ailleurs, Cousin et al., (2022) ont démontré l'importante variabilité de mesures de teneur en eau à un pF de 2 entre les classes de texture allant de 0,14 ($\pm 0,07$) cm³/cm³ pour les sols sableux et de 0,44 ($\pm 0,08$) cm³/cm³ pour les sols argileux. La prise en compte de la structure via la mesure de la masse volumique apparente est par ailleurs essentielle selon Al Majou et al. (2008) et Bruand et al. (1996). En effet, la macroporosité créée par la structure des sols a une grande importance sur l'infiltration et le drainage.

Un pF de 4,2 est la valeur retenue pour le point de flétrissement permanent, en anglais le « Permanent Wilting Point » (PWP). Celui-ci correspond à une teneur en eau volumique à laquelle les racines ne peuvent plus extraire de l'eau du sol, menant au dépérissement. En pratique, la valeur de pF de 4,2 pour le PWP (-1500 kPa) peut varier en fonction de la végétation et de la texture du sol. En effet, la microporosité définie par la texture influence grandement la rétention d'eau. Les sols argileux retiennent davantage l'eau dans les pores de petites tailles à des potentiels matriciels élevés. Selon Cousin et al. (2022), le PWP est également influencé par le profil sol/racine, le stade de développement de la plante, le taux de transpiration et l'ajustement osmotique. Le PWP n'est donc pas une valeur unique pour un type de sol mais il peut varier dans une certaine gamme de potentiels allant de -16000 kPa à -1000 kPa (Gobat et al., 2004). En effet, un dépérissement de la végétation peut être détecté via la fermeture des stomates avant que le potentiel matriciel atteigne la valeur de 4,2 (Richards & Wadleigh, 1952).

L'utilisation d'un potentiel de référence de -1500 kPa (équivalent à un pF de 4,2) permet d'obtenir des gammes moyennes de teneur en eau volumique du PWP, qui varie de 0,05 ($\pm 0,04$) cm³/cm³ pour les sols sableux à 0,28 ($\pm 0,07$) cm³/cm³ pour les sols argileux (Cousin et al., 2022). Notons que la teneur en eau des sols à cette humidité est fortement diminuée par rapport à celle à la capacité au champ.

3.3.2.3. Teneur en eau

La teneur en eau du sol décrit la quantité d'eau contenue dans une masse ou un volume de sol par rapport à ce dernier séché à l'étuve à 105°C selon la norme BS1377-2 (1990). Elle peut être exprimée respectivement dans des termes massiques (5) ou des termes volumiques (6).

$$WC = \frac{m_e}{m_s} \quad \text{et} \quad \theta = \frac{V_e}{V_s} \quad (5) \quad (6)$$

Où,

- | | |
|-------------------------------------|--|
| - WC : teneur en eau massique (g/g) | - θ : teneur en eau volumique (cm ³ /cm ³) |
| - m_e : masse d'eau (g) | - V_e : volume d'eau (cm ³) |
| - m_s : masse de sol sec (g) | - V_s : volume de sol sec (cm ³). |

3.3.2.4. Courbe de rétention

La courbe de rétention en eau d'un sol associe une teneur en eau et le potentiel matriciel correspondant (cf. Figure 2). Elle représente ainsi la capacité du sol à retenir l'eau pour chaque pression appliquée (i.e. potentiel matriciel). Cette relation est fortement influencée par la distribution de la taille des pores. En pratique, aux pF proches de 0 (i.e. proche de la saturation du

sol), la quantité d'eau retenue dans les sols sableux est inférieure à celle retenue dans les sols argileux présentant davantage de micropores. Les courbes de rétention sont spécifiques à chaque type de sol en raison de leurs différences en termes notamment de granulométrie et de masse volumique apparente. A partir de la courbe de rétention et de ses points caractéristiques dont ceux qui correspondent à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent, la réserve en eau utile maximale (RUM) peut être déduite (cf. Section 3.3.3).

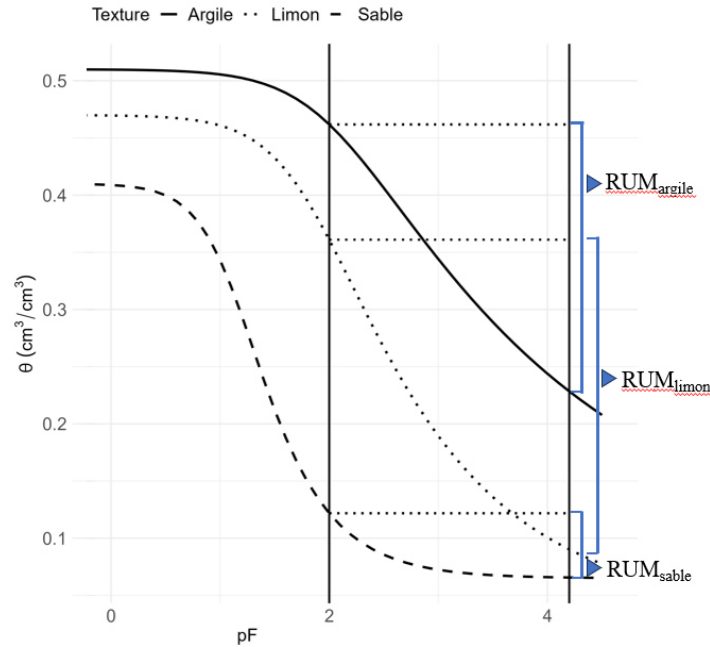


Figure 2: Courbes de rétention généralisées selon le modèle de Van Genuchten (1980) pour les principales classes texturales des sols. La réserve en eau utile maximale (RUM) de celles-ci peuvent en être déduites.

Construire cette courbe peut être effectué par des mesures en laboratoire de couple succion-teneur en eau ou par fonction de pédotransfert à partir de la texture. Les mesures en laboratoire sont explicitées dans une section dédiée (cf. Section 3.4) au vu de leur importance dans la suite de ce mémoire. Plusieurs modèles existent pour construire la courbe de rétention à partir de paramètres spécifiques aux différents types de sol. Le modèle le plus couramment utilisé est celui de Van Genuchten (1980), modifié par Durner (1992) pour les sols avec un spectre de porosité multimodale. Cette modification divise la distribution porale en k régions en appliquant à chacune la fonction de Van Genuchten avant de les additionner.

La courbe de rétention de Van Genuchten – Durner est exprimée de la façon suivante :

$$S_e(h) = \sum_{i=1}^k w_i \left[\frac{1}{1 + (\alpha|h|)^{n_i}} \right]^{m_i} \quad (7)$$

Avec

$$S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{et} \quad m_i = 1 - \frac{1}{n_i} \quad (8) \quad (9)$$

Où,

- S_e : Taux de saturation (-)
- θ : Teneur en eau volumique ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$)
- h : Potentiel matriciel ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$)
- θ_r : Teneur en eau volumique résiduelle ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$)
- θ_s : Teneur en eau volumique à saturation ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$)

- α : Paramètre lié à l'inverse du point d'entrée d'air¹ (cm⁻¹)
- n : Paramètre lié à la distribution de la taille des pores et déterminant la pente de la courbe (dépendant de la conductivité hydraulique à saturation) (-)
- w_i : Facteur de pondération entre les courbes ($i=1$ et $i=2$ respectivement pour modèle unimodal ou bimodal) (-).

3.3.3. Réserve en eau utile maximale

La réserve en eau utile maximale (RUM, Available Water Capacity en anglais) se définit comme l'eau du sol disponible pour les plantes. Elle correspond ainsi à la différence de teneur en eau entre FC et PWP multipliée par l'épaisseur de l'horizon. Elle est calculée pour chaque horizon du profil de sol jusqu'à la profondeur racinaire. Les quantités d'eau sont ensuite sommées et exprimées majoritairement en mm ou en mm/cm de sol (Ridremont et al., 2011 ; Cousin et al., 2022). La RUM n'est pas à confondre avec la capacité des plantes à prélever de l'eau (PAWC pour Plant Available Water Capacity), la réserve en eau utile à un temps donné (RU) et la réserve en eau relative (REW) d'un sol qui équivaut au rapport RU/RUM.

Wösten et al. (1999) ont construit une base de données des sols avec une réserve en eau utile maximale estimée à partir de fonctions de pédotransfert et de données nationales. Elle est maintenant incluse dans la base de données des sols européens (ESBD). Par ailleurs, une base de données appelée SOLHYDRO a été mise sur pied par Bruand et al., en 2004 pour proposer un jeu de valeurs de teneur en eau à différents pF en fonction des caractéristiques des sols (texture, densité apparente, type d'horizon pédologique).

La RUM est exprimée selon l'équation générique (10) dans la littérature jusqu'à présent (Cousin et al., 2003 ; Ridremont et al., 2011 ; Algayer et al., 2020) :

$$RUM = \sum_{i=1}^{i=max_{prof}} \Delta z_i * (WC_{FC,i} - WC_{PWP,i}) * \rho_{a,i} \quad (10)$$

Où :

- RUM : la réserve en eau utile maximale (mm)
- i : le nombre d'horizons (allant du premier à la profondeur maximale d'enracinement)
- Δz : l'épaisseur de l'horizon (mm)
- WC : la teneur en eau massique (g/g) à la capacité au champ (FC) ou au point de flétrissement (PWP)
- ρ_a : la masse volumique apparente (g/cm³).

Comme dit précédemment, un enjeu actuel pour les gestionnaires de parcelles forestières est d'estimer la réserve en eau utile maximale, que ce soit pour le choix des essences, les éventuelles interventions agricoles ou une meilleure compréhension de la station forestière (Ridremont et al., 2012). La méthode couramment utilisée est la méthode Jamagne, conçue en France. Sous forme d'un tableau, la méthode Jamagne associe à chaque classe texturale du sol, la quantité maximale d'eau que peut contenir un centimètre cube de terre fine. Des valeurs de masse volumique apparente sont également fournies pour chaque classe de texture, permettant ainsi de convertir les teneurs en eau massiques en teneurs en eau volumiques et, finalement, de calculer la réserve en eau utile maximale en millimètres par centimètre de sol (Jamagne et al., 1977).

Bien que cette méthode apparaisse simple pour les gestionnaires, elle montre des faiblesses au niveau du manque de rattachement au contexte pédologique, à la structure du sol, à la prise en compte d'une valeur moyenne de potentiel matriciel quelle que soit la texture pour la capacité au champ ou l'essence forestière pour le PWP (Ridremont et al., 2011). Cette méthode néglige

¹ Point d'entrée d'air : charge matricielle à partir de laquelle le pore de la plus grande taille se vide

également l'influence de la charge caillouteuse des sols, de la nature minéralogique des argiles et de l'horizon organique. Enfin, la variation des épaisseurs des horizons du profil de sol n'est pas considérée.

Par ailleurs, considérer la masse volumique apparente constante par classe texturale peut induire une erreur non négligeable dans l'estimation de la réserve en eau sur un profil, comme l'a montré Bruand et al. (1996) pour des horizons argileux (cf. Tableau 4). En effet, la structure influence fortement la teneur en eau à la capacité au champ et donc la RUM. Ne pas prendre en compte la structure du sol peut mener à une surestimation de la RUM (Trouche et al., 1999).

Tableau 4: Teneur en eau volumique (θ) d'horizons argileux en fonction de la masse volumique apparente que Bruand et al. (1996) appellent la densité apparente. Les teneurs en eau volumiques correspondent respectivement à la capacité au champ (θ_{cc} ou θ_{FC} , pF proche de 2) et au point de flétrissement permanent ($\theta_{4,2}$ ou θ_{PWP}). RU est la réserve en eau utile (mm/cm).

Densité apparente	θ_{cc} cm ³ /cm ³	$\theta_{4,2}$ cm ³ /cm ³	RU mm/cm
1,2	0,519	0,345	1,74
1,4	0,446	0,315	1,32
1,6	0,374	0,284	0,89
1,8	0,301	0,254	0,47

En utilisant la méthode de Jamagne, Ridremont et al. (2011) ont estimé la réserve en eau utile maximale à l'échelle du territoire wallon, en se basant sur la typologie des Principaux Types de Sols de la CNSW. Ils ont mis en évidence un effet significatif des textures de sol, tout en notant une surestimation de la RUM due à l'absence de prise en compte de la charge caillouteuse (Cousin et al., 2003) et de la structure du sol (Trouche et al., 1999). La structure du sol, ainsi que la distribution des tailles de pores, sont fortement altérées lors du remaniement des échantillons en laboratoire en réduisant la taille des pores et la porosité totale. Par conséquent, la méthode de Jamagne ayant été établie à partir d'échantillons remaniés tend à surestimer la RUM.

De plus, dans l'étude de Ridremont et al. (2011), les sols limoneux se distinguent par une réserve en eau plus élevée que les sols argileux et sableux (cf. Figure 3). Cette différence est théoriquement due à la gamme étendue de tailles de pores dans les sols limoneux, offrant un équilibre optimal entre rétention d'eau et drainage. Par ailleurs, l'importante variabilité de la RUM, illustrée sur la Figure 3, est attribuée à l'absence de considération de la profondeur des sols selon Ridremont et al. (2011). En revanche, les sols limono-caillouteux avec des charges schisteuses, psammitiques, schisto-psammitiques ou calcaires présentent une réserve en eau presque deux fois inférieure (cf. Figure 3). En outre, les sols caillouteux affichent une réserve en eau plus faible que les sols de même texture sans charge caillouteuse. Il est donc crucial de considérer l'influence de la charge caillouteuse sur les propriétés hydrauliques et hydriques des sols forestiers.

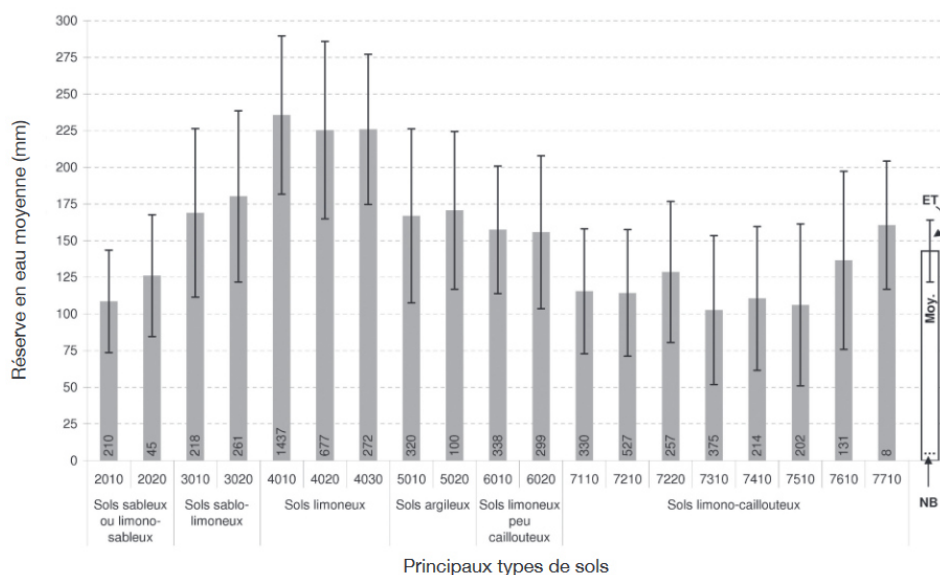


Figure 3: Réserve en eau moyenne par type de sol en Wallonie selon la méthode Jamagne ; NB le nombre de profils analysés, Moy et ET la moyenne et écart-type de la réserve en eau sur tous les profils du même type de sol (Ridremont et al., 2012).

3.3.4. Influence de la charge caillouteuse sur les propriétés hydrauliques et hydriques

Bien que peu d'études aient exploré l'impact de la charge caillouteuse sur les propriétés hydrauliques des sols, quatre propriétés spécifiques des éléments grossiers dans les sols forestiers exerçant une influence notable ont été identifiées (Ridremont et al., 2011) :

- Nature lithologique ;
- Degré d'altération (forme et taille) ;
- Position dans le profil de sol ;
- Teneur volumique en éléments grossiers (charge caillouteuse).

3.3.4.1. Conductivité hydraulique à saturation

L'augmentation de la charge caillouteuse peut diminuer la conductivité hydraulique à saturation (K_s), car les EG occupent le volume de la terre fine et réduisent la section transversale disponible pour l'écoulement de l'eau (Zhang & Ward, 2011). De plus, ils induisent des courbures plus importantes des chemins d'écoulement provoquant une plus grande tortuosité (Ravina & Magier, 1984). A l'inverse, les vides ou fissures créés aux interfaces EG-EG et EG-TF peuvent augmenter la conductivité hydraulique par la formation de flux préférentiels et de pores lacunaires (Fies et al. 2002 ; Verbist et al. 2009 ; Parajuli et al., 2017). Ces deux tendances opposées peuvent exister et leur influence sur le K_s dépend de plusieurs facteurs : la position des éléments grossiers (EG), leur intégration dans la terre fine, ainsi que leur nature lithologique qui affecte leur capacité de rétention d'eau (Novák & Hlaváčiková, 2019).

3.3.4.2. Courbe de rétention

Les études utilisant la modélisation inverse, une méthode ajustant un modèle pour correspondre aux données expérimentales, ont montré que la courbe de rétention d'eau d'un sol caillouteux diffère de celle d'un sol comparable sans éléments grossiers (EG), cette différence étant attribuée au contenu en EG (Naseri et al., 2022). En effet, les paramètres de la fonction de Van Genuchten-Durner (cf. Section 3.3.2.4) peuvent varier par rapport à une situation où seule la terre fine du même type de sol serait considérée. Cela s'explique par une distribution de taille de pores différente, affectant ainsi la teneur en eau initiale et la conductivité hydraulique à saturation (Naseri et al., 2022). Le

mécanisme d'influence des EG sur la courbe de rétention demeure cependant mal compris (Assouline et al., 2023). Par ailleurs, la taille et la porosité des fragments rocheux jouent un rôle crucial dans leurs propriétés de rétention d'eau. Plus les fragments sont petits et altérés, plus ils peuvent stocker d'eau (Poesen & Lavee, 1994 ; Childs & Flint, 1990). L'origine des fragments rocheux influence également leur capacité de rétention d'eau : elle peut dépasser 90 % de la capacité de saturation pour des fragments de craie, tandis qu'elle est presque nulle pour des fragments de basalte (Poesen & Lavee, 1994).

3.3.4.3. Réserve en eau utile maximale

Concernant l'estimation de la réserve en eau utile maximale (RUM), il est essentiel de prendre en compte la fraction de EG (Ridremont et al., 2011 ; Tetegan et al., 2011 ; Parajuli et al., 2017 ; Algayer et al., 2020 ; Korboulewsky et al., 2020 ; Cousin et al., 2022). L'estimation de la RUM à l'échelle de l'horizon ou du profil inclut les fragments rocheux en tant que milieu poreux capable de stocker et de libérer de l'eau. La RUM est définie de la même manière pour les fragments rocheux que pour la terre fine : elle représente la différence entre la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent. Ainsi, la RUM d'un horizon contenant des éléments grossiers (RUM_{horizon}) est estimée comme suit :

$$RUM_{\text{horizon}} = CC * RUM_{\text{EG}} + (1-CC) * RUM_{\text{TF}} \quad (11)$$

RUM_{EG} et RUM_{TF} représentent respectivement la RUM des fragments rocheux et de la terre fine, et CC correspond à la charge caillouteuse volumétrique de l'horizon. Pour utiliser cette relation, Tetegan et al. (2011) ont insisté sur l'importance de mesurer la masse volumique apparente des EG ainsi que la charge caillouteuse pour chacun des horizons. De plus, ils ont démontré que, dépendant de leur lithologie, les fragments de roches sédimentaires peuvent contribuer de 2 % (pour le silex) à 60 % (pour le calcaire altéré) à la RUM de l'horizon du sol. Dans la continuité, Parajuli et al. (2017) ainsi que Korboulewsky et al. (2020) ont démontré qu'un mélange de sol contenant des EG à faible porosité avait une capacité de rétention d'eau inférieure à celle du sol seul, indiquant que l'augmentation de la proportion de EG réduit la rétention d'eau. Algayer et al. (2020) ont observé une hausse significative de la corrélation entre la croissance des arbres et la RUM lorsque la RUM des fragments rocheux était incluse dans l'estimation de la RUM des sols forestiers.

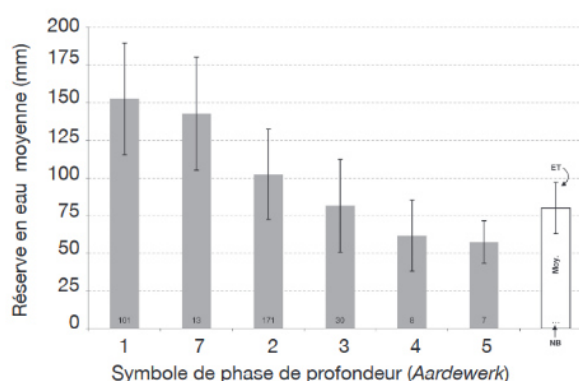


Figure 4: Réserve en eau utile (mm) en fonction des différentes phases de profondeur des sols limono-caillouteux à charge schisto-phylladeuses des sols forestiers wallons étudiés par Ridremont et al. (2011): 1 : profondeur > 80 cm, 2 : 40-80 cm, 3 : 40-80 cm avec une charge caillouteuse > 50%, 4 : 20-40 cm, 5 : 20-40 cm avec charge caillouteuse > 50%, 7 : 40-80 cm sur substrat altéré ; NB : nombre de profils, Moy : moyenne, ET : écart-type.

De plus, Ridremont et al. (2011) ont montré l'importance de prendre en compte les particularités des différents horizons en termes de profondeur et de caractéristiques des éléments grossiers présents (cf. Figure 4). A une profondeur supérieure à 80 cm sans charge caillouteuse et entre 40 et 80 cm avec un substrat altéré, la RUM est plus élevée qu'aux autres endroits sur le profil. Les

auteurs soulignent également que la caractérisation des matériaux parentaux de Wallonie serait bénéfique pour affiner la méthode proposée dans leur article.

3.4. Méthodes de mesures des propriétés hydrauliques des sols en laboratoire

Les mesures en laboratoire des couples teneur en eau – succion peuvent être réalisées via plusieurs systèmes de mesure. Parmi ceux-ci, nommons la combinaison du bac à sable et des plaques poreuses dans les casseroles à pression : cette méthode est appelée la méthode « classique » dans la suite de ce mémoire. Plus récemment, la méthode simplifiée d'évaporation (HYPROP® de METER GROUP) utilisée pour les plages d'humidité humide à modérée est souvent combinée avec la méthode du point de rosée (WP4C PotentiaMeter®) (Schelle et al., 2011). Cette dernière est appelée la méthode « HYPROP ».

3.4.1. Méthode classique

3.4.1.1. *Fonctionnement général*

Une première méthode consiste à extraire l'eau contenue dans les échantillons de sol en appliquant des succions (i.e. potentiels matriciels) de plus en plus grandes et en pesant le poids de chaque échantillon à chaque succion. Les échantillons peuvent être d'abord placés dans un bac à sable puis sur des plaques poreuses dans une casserole à pression (Richard & Weaver, 1944). Ces deux systèmes sont composés de médium poreux (sable pour bac à sable et kaolinite pour plaque poreuse) qui assurent une connexion entre la phase liquide de l'échantillon et celle du système de succion. Par paliers successifs, les succions appliquées sur les échantillons sont toujours plus fortes, provoquant des pertes d'eau.

Dans le bac à sable, un niveau d'eau est maintenu grâce à un vase de Mariotte. L'eau perdue par les échantillons est mêlée à celle de la lame d'eau constante. Pour déterminer le moment où l'équilibre hydrostatique est atteint et quantifier le contenu en eau perdu à chaque palier, l'échantillon est pesé. Dans les casseroles à pression, une pression créée par de l'air comprimé dans la casserole provoque la perte d'eau. L'eau ainsi perdue est réceptionnée par la plaque poreuse et ensuite conduite vers un tube à l'extérieur de la casserole. Ce tube est pesé afin de confirmer l'atteinte de l'équilibre statique. Si c'est le cas, les échantillons sont sortis de la casserole et leur poids est associé à la pression appliquée.

Les échantillons de sol non perturbés sont préférables pour mesurer la teneur en eau à la FC car la structure du sol est conservée. En revanche, en raison des tailles des micropores impliqués dans la rétention d'eau au PWP, la teneur en eau au PWP peut être mesurée à partir d'échantillons perturbés (Cousin et al., 2022). Vu la forme habituellement hystérétique de la courbe de rétention d'eau, la teneur en eau mesurée à -33 kPa ou -10 kPa (pF de 2 ou 2,5) peut dépendre de la teneur en eau initiale de l'échantillon de sol avant son placement sur la plaque à pression ou dans le bac à sable, ainsi que du fait qu'un processus de mouillage ou de séchage ait été utilisé pour atteindre l'équilibre (Cousin et al., 2022). Cet effet d'hystérèse est négligeable pour les sables mais pas pour des textures limono-argileuses (Cousin et al., 2022). Cette méthode peut aussi être utilisée pour mesurer la teneur en eau des éléments grossiers récoltés sur le terrain (Cousin et al., 2003, Tetegan et al., 2011).

3.4.1.2. *Effets des dimensions des échantillons*

La comparaison entre plusieurs types d'échantillons a été réalisée par rapport à leurs dimensions. Tout d'abord, l'effet de la hauteur de l'échantillon sur la durée des tests de plaque de pression a été étudié (Bittelli & Flury, 2009). Les échantillons de 5 à 8 cm de diamètre et 1 à 6 cm de hauteur ont été utilisés, montrant que le temps pour atteindre l'équilibre augmente rapidement avec la hauteur des échantillons, suggérant de maintenir la hauteur de 1 à 2 cm.

En raison de la différence de taille et de forme des échantillons, les zones de contact entre les échantillons et l'atmosphère varient. Cela entraîne des taux de séchage différents pendant la dessiccation car ces taux sont proportionnels au rapport entre la surface de contact et le volume (Wang, 2015). Ces résultats ont été vérifiés expérimentalement pour les sols sableux et limoneux, montrant des différences significatives entre les courbes de rétention d'eau pour des échantillons de mêmes masses volumiques mais de différentes surfaces d'accès à l'air. Les différences sont plus prononcées en dessous de pF 2, mais les courbes se chevauchent pour des pF supérieurs à 2 (Czachor et al., 2020).

3.4.1.3. *Limitations*

Selon Gee et al. (2002), la principale difficulté de la méthode classique est de savoir si à chaque palier l'équilibre hydrostatique entre la colonne d'eau du système de mesure et la phase liquide du sol est atteint (i.e. lorsque la pression appliquée est égale au potentiel matriciel du sol). Les conditions limitantes citées pour les plaques poreuses en casserole à pression sont :

- La conductivité hydraulique faible des échantillons : les textures sableuses et les éléments grossiers présentent une conductivité hydraulique si faible que l'équilibre ne sera peut-être jamais atteint (Fayer et al., 1992) ;
- Le “shrinkage”, appelé en français rétraction de l'échantillon : le séchage induit une perte de contact des échantillons avec le support poreux rompant la continuité de la colonne d'eau. C'est particulièrement le cas pour les argiles gonflantes (Townend et al., 2001). L'équilibre prend alors plus longtemps à être atteint. Des techniques telles que la mise d'un poids au-dessus des échantillons ou une fine couche d'argile kaolinite entre les plaques et les échantillons existent pour maintenir le contact tout au long de la mesure (Gee et al., 2002) ;
- La conductivité des plaques : Pour des succions faibles, il est recommandé d'utiliser des plaques poreuses avec la plus grande conductivité hydraulique (i.e. avec un point d'entrée d'air à faible potentiel matriciel). Le colmatage des plaques par des colloïdes inorganiques ou des matériaux organiques de sol peut réduire la conductivité des plaques poreuses. La probabilité que cela arrive augmente lorsque les échantillons restent dans le système très longtemps (i.e. semaines, mois) selon Gee et al. (2002). Pour éviter cela, Klute (1986) propose de saturer les échantillons avec de l'eau déminéralisée contenant une concentration de 0,005 M de CaSO_4 ;
- Fuite des plaques : Si une perte d'eau dans le circuit arrive, cela se voit directement à la pesée des tubes à l'extérieur de la casserole. C'est sûrement ce qui est le plus facile à repérer et à réparer selon Gee et al. (2002).

Une autre faiblesse de cette méthode en plusieurs étapes est la perte d'eau pendant le transfert d'un appareil à un autre (ici du bac à sable à la casserole à pression) ainsi que lors des pesées à chaque palier de suction. Les pesées peuvent affecter de manière non-négligeable les mesures en raison de la redistribution de l'eau dans les pores de l'échantillon, qui ont parfois une ou deux surfaces d'air disponibles (Czachor et al., 2020). Par ailleurs, le contact avec le support de déplacement menant à la balance ainsi qu'une perturbation au niveau de la structure par la manipulation des échantillons peuvent mener à des pertes en eau (Gee et al., 2002). Ces pertes sont particulièrement marquées pour les échantillons sableux par rapport à ceux limoneux et argileux car la teneur en eau est plus faible et la courbe de rétention plus abrupte (Gee et al., 2002). A cela, il faut également ajouter une imprécision du poids mesuré avec la balance (Cousin et al., 2022).

3.4.2. Méthode HYPROP

3.4.2.1. Fonctionnement général

Une deuxième méthode couramment utilisée est la méthode par évaporation mise en place par Wind en 1968 et simplifiée par Schindler et al. en 1980. Elle permet de construire simultanément la courbe de rétention et la courbe de conductivité hydraulique. Le principe imaginé par Wind est d'exposer les échantillons à l'air ambiant (humidité et température contrôlées) tout en mesurant à intervalles réguliers par plusieurs capteurs positionnés à différentes profondeurs d'un profil de sol ou d'un échantillon :

- La teneur en eau à différentes profondeurs dans l'échantillon, pour suivre la distribution de l'eau au sein de celui-ci ;
- Le potentiel matriciel à différentes profondeurs ;
- La masse totale de l'échantillon pour déterminer la quantité totale d'eau évaporée.

Afin de simplifier cette méthode, Schindler et al. (1980) a proposé de n'utiliser que deux capteurs de potentiel matriciel placés à des profondeurs spécifiques dans l'échantillon de sol, au lieu de multiples capteurs à différentes profondeurs. Ces capteurs sont en réalité deux tensiomètres avec une terminaison poreuse constituée de céramique. Cela réduit la complexité et le nombre de mesures nécessaires pour obtenir des données utiles. Sa méthode suit la dynamique de l'évaporation en deux étapes principales : une première étape où le taux d'évaporation est principalement contrôlé par la demande atmosphérique, et une deuxième étape où le taux d'évaporation diminue et les profils de potentiel matriciel et de teneur en eau deviennent non-linéaires. Schindler et al. (1980) ont ensuite supposé que les non-linéarités sont minimales et que les erreurs résultant des linéarisations sont insignifiantes.

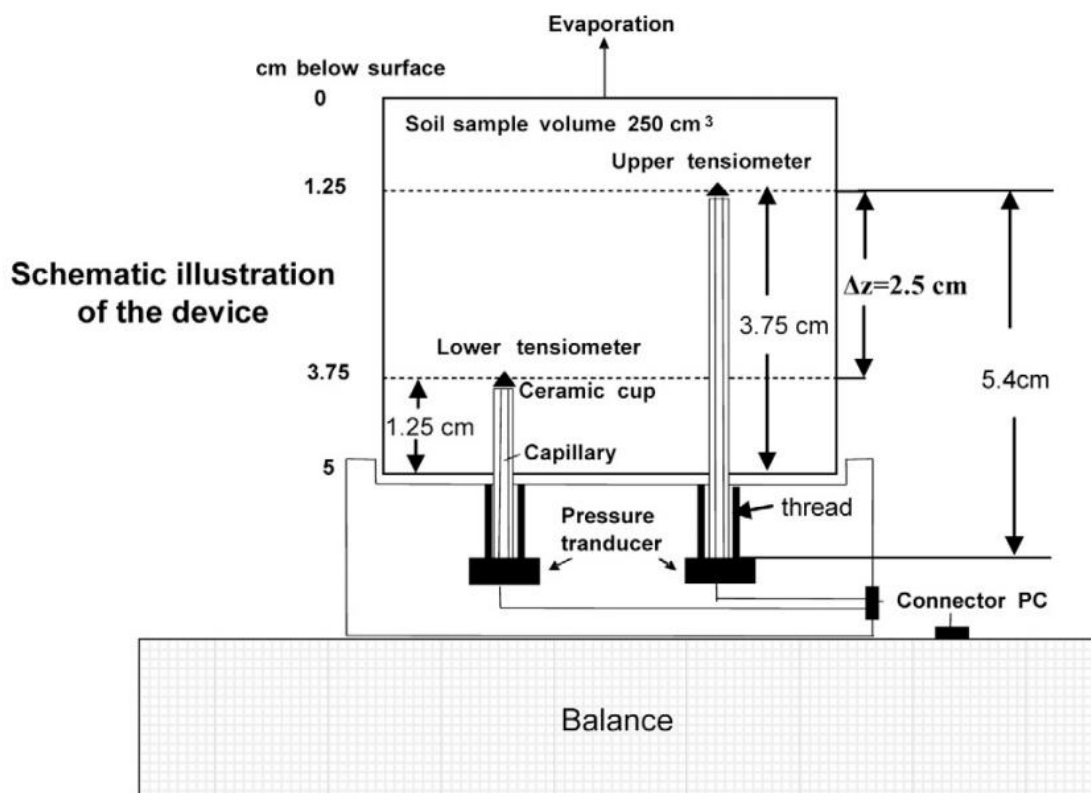


Figure 5: Schéma des différentes composantes du système de mesures de HYPROP (Schindler et al., 2010).

Le système de mesure a ensuite été automatisé par la firme METER GROUP sous le nom de HYPROP® (cf. Figure 5). Chaque échantillon est ainsi positionné sur une balance. Celle-ci et les transducteurs sensibles à la pression associés aux tensiomètres enregistrent les mesures sur un datalogger qui lui-même est relié en série à un ordinateur centralisant les données (Schindler et al., 2010). Deux logiciels sont associés aux appareils de mesure. L'un d'entre eux se charge de la calibration et de l'installation des tensiomètres (HYPROP-VIEW) ainsi que de l'enregistrement des données brutes tandis que l'autre est utilisé pour le traitement des données (LABROS Soilview-Analysis).

Cet appareil est uniquement compatible avec des kopeccky de 100 cm³ ou 250 cm³. Bezerra-Coelho et al. (2018) ont montré que cette méthode de mesures était performante pour une large gamme de textures. La méthode de Schindler a été testée à plusieurs reprises et a été adoptée par la communauté scientifique (Wendroth et al., 1993 ; Peters & Durner, 2008).

3.4.2.2. *Fonctionnement des tensiomètres*

Schindler et al. (2016) expliquent que la dynamique des mesures des tensiomètres dans un sol présentant une dessiccation comprend trois étapes distinctes (cf. Figure 6). Dans la première étape, la tension mesurée reflète le potentiel matriciel réel du sol environnant. La deuxième étape correspond à la pression de vapeur. A cette étape les tensiomètres ne fonctionnent plus et les relevés ne sont plus représentatifs. La troisième étape, dite « d'entrée d'air », survient lorsque la tension dans le sol dépasse la pression d'entrée d'air du matériau céramique. Le plus grand pore continu de la céramique se vide, laissant entrer l'air dans le tensiomètre, ce qui provoque un effondrement de la tension tombant à zéro, visible dans les données récoltées.

Pour étendre la plage de mesure, le point d'entrée d'air de la terminaison du tensiomètre est utilisé au moment précis de l'effondrement de la tension, c'est-à-dire au début de la troisième étape, comme mesure supplémentaire du potentiel matriciel du sol.

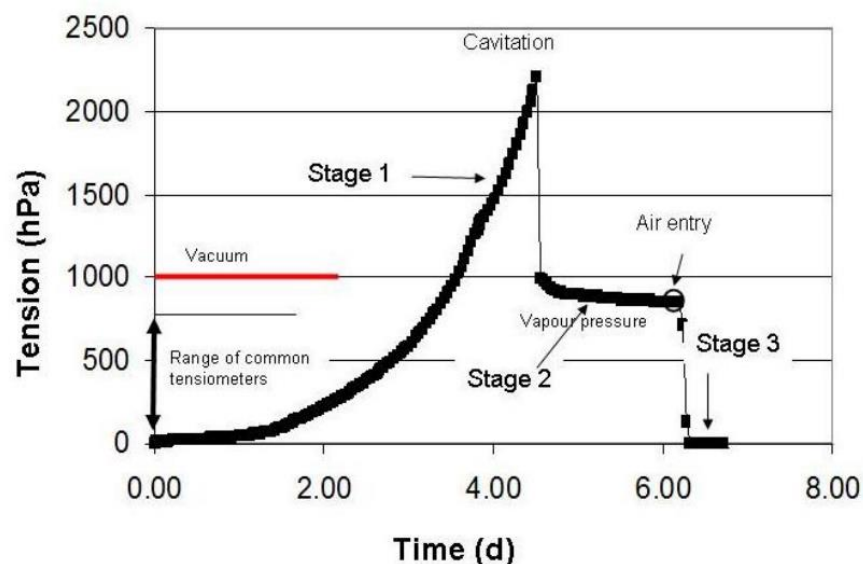


Figure 6: Evolution de la tension mesurée par un tensiomètre dans l'appareil HYPROP (Schindler et al., 2016).

3.4.2.3. *Rétraction et hystérèse*

En 2016, Schindler et al. ajoutent que le système HYPROP peut également quantifier la dynamique de la rétraction (i.e shrinkage) des échantillons sur eux-mêmes (particularité des échantillons très argileux ou organiques) et de l'hystérèse. C'est important de prendre en compte la rétraction car elle induit des modifications sur la masse volumique apparente, la porosité et donc la teneur en eau des échantillons. Schindler et al. (2016) ont observé une rétraction très marquée pour des horizons

exclusivement organiques pouvant aller jusqu'à la perte de 34% du volume entre la saturation et le PWP.

Par ailleurs, la teneur en eau est plus faible lorsque le sol est remouillé à cause du phénomène d'hystérèse (Schindler et al., 2016). Les méthodes et dispositifs pratiques pour la quantification de l'hystérèse sont actuellement insuffisants mais nécessaires, HYPROP offre cette possibilité sans effort technique supplémentaire.

3.4.2.4. *Echantillons avec charge caillouteuse*

Afin d'effectuer la mesure sur uniquement des fragments de roche, Parajuli et al. (2017) et Lipovetsky et al. (2020) ont foré dans la roche des échantillons selon les dimensions des kopecky requises pour le système HYPROP. Pour insérer des tensiomètres, ils ont également foré des trous aux dimensions des tensiomètres au centre de l'échantillon.

D'autres études dont celles de Naseri et al. (2022) et Parajuli et al. (2017) ont utilisé une méthode de reconstitution d'échantillons avec un mélange de terre fine de différentes textures avec des éléments grossiers formant des charge caillouteuses volumiques différentes. Cependant, ils ne spécifient pas comment ils ont préparé les échantillons pour l'insertion des tensiomètres. Après une recherche bibliographique approfondie, aucun article ne propose de méthode pour installer directement des échantillons caillouteux (terre fine et EG) prélevés sur le terrain dans le système HYPROP.

3.4.2.5. *Avantages et limites*

Les avantages de la méthode HYPROP cités par Schindler et al. (2016) sont les suivants :

- La courbe de rétention d'eau et la courbe de conductivité hydraulique peuvent être déterminées simultanément à haute résolution sur toute la gamme de conditions, du sol humide au sec ;
- La méthode et l'appareil sont simples et robustes à utiliser ;
- Le temps de mesure requis est court, entre 3 et 10 jours ;
- L'évaluation de la mesure de la teneur en eau du sol dans les sols rétractants est améliorée ;
- Les méthodes basées sur l'équilibre de la phase vapeur ne présentent pas de problème d'atteinte d'équilibre à chaque palier de succion, car l'équilibre de la phase vapeur est beaucoup plus rapide (si les conditions expérimentales sont appropriées) (Campbell & Norman, 1998).

Cependant, les méthodes basées sur l'équilibre de la phase vapeur présentent l'inconvénient que, à des valeurs de potentiel matriciel proches de la saturation, la mesure devient moins fiable en raison de la forme exponentielle de l'équation de Kelvin (Campbell & Norman, 1998). Par conséquent, la résolution des mesures du potentiel hydrique avec les méthodes évaporatoires dépend de la résolution des mesures d'humidité relative, qui dépend à son tour de la résolution des mesures de température (Solone et al., 2012).

En outre, la limitation principale selon Schindler et al. (2016) est la limite de mesures imposée par le point d'entrée d'air des tensiomètres. De plus, les tensiomètres étant très sensibles, ils nécessitent une calibration et installation précises. Dans la plage d'humidité sèche, Druner & Peter (2008) ont constaté qu'une erreur d'installation des tensiomètres peut entraîner des erreurs systématiques dans les fonctions de rétention et de conductivité hydraulique en raison de la non-linéarité de la distribution du potentiel matriciel. Dans la plage humide, une erreur de calibration des tensiomètres a davantage de répercussions qu'une erreur de positionnement (i.e. quelques millimètres). Cela affecte la conductivité hydraulique proche de la saturation mais pas la courbe de rétention (Druner & Peter, 2008). De plus, à cause de l'insertion des tensiomètres, les échantillons présentant une charge caillouteuse élevée risquent d'être écartés.

3.4.3. Comparaison des méthodes de laboratoire

Schindler et al. (2012) ont mené une expérience pour déterminer si les mesures de teneurs en eau et de RUM déduites par la méthode classique et par la méthode HYPROP sont similaires. Ils ont prélevé dans 6 horizons de parcelles agricoles des kopecky de 100 cm³ pour la méthode classique et des kopecky de 250 cm³ pour la méthode HYPROP. Les échantillons venant du même horizon mais passant par les deux méthodes différentes sont comparés. Les résultats obtenus ne montrent pas de déviation systématique d'une méthode par rapport à l'autre. De plus, dans la gamme de pF allant de 0 à 4,2 la différence de teneur en eau volumique mesurée est inférieure à 2%. Sur la plupart des sites, l'écart des teneurs en eau entre les méthodes est inférieur à l'écart-type des réplicas de chaque type d'échantillons et horizons. Enfin, pour un sol argilo-limoneux, le plus petit écart entre les teneurs en eau est notifié tandis que le plus grand est mesuré dans un horizon Bt (caractérisé par une accumulation d'argiles). Schindler et al. (2012) émettent l'hypothèse que cela peut être dû à la présence d'inclusion d'éléments grossiers et de sable. Ils affirment finalement que la méthode HYPROP ne permet pas de déterminer le rôle des éléments grossiers dans la mesure. Ces résultats montrent que l'utilisation des appareils à plaques de pression pour les sols à texture fine, contenant une forte proportion d'argiles sujettes au gonflement et au retrait, introduit des erreurs dans la mesure de la courbe de rétention à des potentiels matriciels proches de la saturation. En revanche, pour les sols grossiers, les appareils à plaques de pression et les méthodes évaporatoires ne révèlent pas de différences significatives. De plus, les paramètres de la courbe de rétention, comme la teneur en eau résiduelle, m et n (qui définissent la forme de la courbe), varient significativement entre les deux méthodes de mesure (Solone et al., 2012).

4. Matériels et Méthodes

4.1. Choix des sites d'étude

A. Doat a sélectionné 11 sites dans les forêts ardennaises pour leur accessibilité et leurs caractéristiques propices au projet. Les critères de sélection dans l'ordre décroissant d'importance sont les suivants :

- Texture des sols de type « G », limoneux caillouteux, d'après la CNSW ;
- Drainage : « a, b, c, d ; A, B ou D », sans nappe permanente ni semi-permanente ;
- Peuplement de hêtres (*Fagus sylvatica* L.) ;
- Forêt publique ;
- Topographie avec une pente faible ou plateau (pente inférieure à 7%) ;
- Pas d'intervention entre 2020 et 2023 (intervalle de temps entre le lancement des campagnes d'échantillonnage et la fin de celles-ci) ;
- Facilité d'accès pour la pelleteuse ;
- Aspect « sécurité » pour les promeneurs ;
- Contact avec les chefs de cantonnement et agent de terrain (accord, répondant, ...).

Il n'y a donc pas eu de sélection selon la nature de la charge caillouteuse. Les 11 sites finalement retenus se répartissent dans diverses zones bioclimatiques et étages géologiques. Dans le cadre de ce mémoire, 6 sites sont étudiés. Ces sites ont été choisis en raison de leur charge caillouteuse très variable afin de regarder l'impact de cette dernière sur les propriétés hydriques et porales. Les sites sont situés à proximité des villages ou lieux-dits suivants : Les Epioux, Gribelle, Herbeumont, Hestreux, Menuchenet et Vielsalm. Dans la suite de ce mémoire, les sites seront appelés par les trois premières lettres de leur nom, excepté pour le site Les Epioux qui sera appelé EPI.

Les sites choisis par A. Doat sont des hêtraies. L'essence *Fagus sylvatica* L. a été choisie d'abord pour sa vulnérabilité face aux changements climatiques. En effet, dû à son enracinement moyennement profond et son importante sensibilité aux contraintes hydriques, elle est menacée par l'augmentation de la fréquence et l'intensité des événements extrêmes (Latte et al., 2018). La deuxième raison pour laquelle cette essence a été sélectionnée est sa représentativité (25%) parmi les superficies forestières en Ardennes, ne limitant pas la recherche de sites propices à l'étude. Enfin, le hêtre se situe dans sa région d'optimum en Ardennes selon le Fichier écologique des essences (Petit et al., 2017).

Tous les sites d'études se trouvent sous un climat tempéré océanique. Le Tableau 5 reprend les conditions climatiques de chaque site sur la période de 1991 à 2020 (IRM, 2023). Il montre l'uniformité des sites sélectionnés au niveau de l'amplitude des températures moyennes annuelles (minimales, moyennes, maximales).

Concernant les zones bioclimatiques, les sites se situent principalement en Basse et Moyenne Ardenne, en Haute-Ardenne et en Ardenne Centro-orientale comme le montre la Figure 7. Ces zones bioclimatiques déterminent le développement et l'évolution des écosystèmes locaux en fonction du climat.

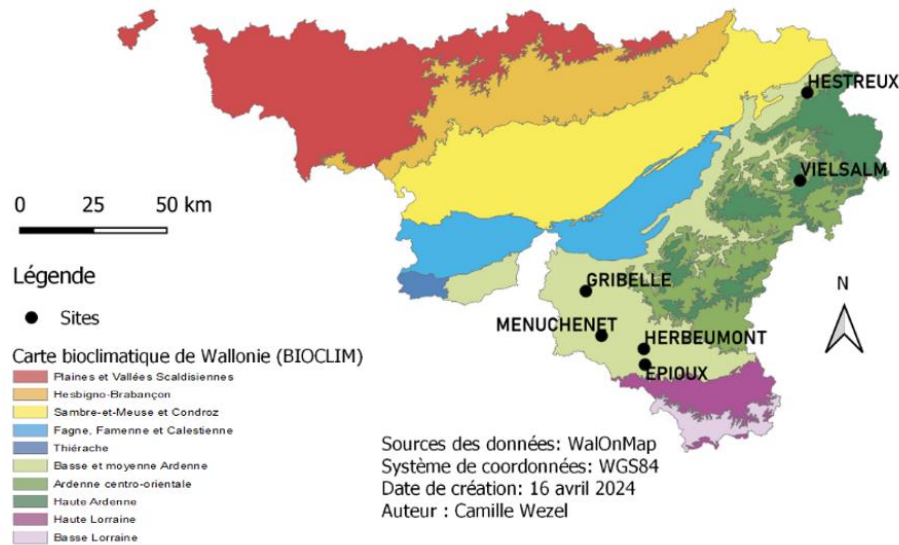


Figure 7: Localisation des sites d'étude sélectionnés en fonction de leur zone bioclimatique en Région wallonne.

Selon la classification de la CNSW des profils de sol, les sites se trouvent principalement sur des sols limono-caillouteux, à charge schisto-phylleuse, à drainage naturel quasi-exclusivement favorable. Des disparités apparaissent en termes de drainage qui devient plus modéré pour VIE voir imparfait pour HES. De plus, la nature lithologique de HES tend vers le grès et HER présente un substrat fortement altéré débutant entre 40 et 80 cm (cf. Tableau 5).

Les horizons pédologiques des différents sites se présentent de la manière suivante (cf. Figure 8). Ces caractéristiques ont été établies sur base du Référentiel pédologique de Baize et al. (2008) par A. Doat avec le soutien de H. Titeux lors des campagnes d'échantillonnage.

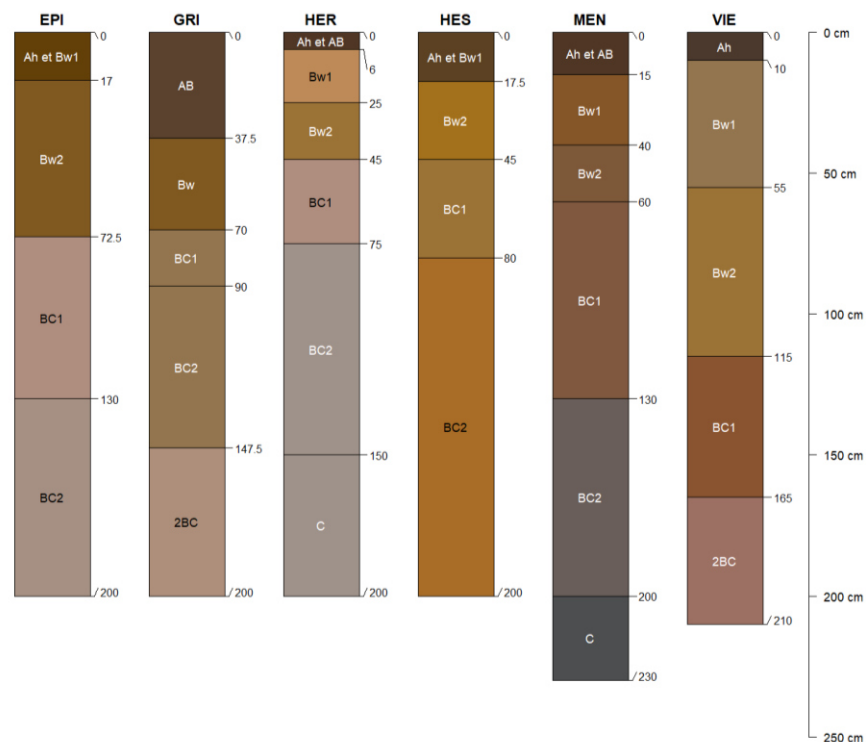


Figure 8: Horizons pédologiques des sites sélectionnés en fonction de leur profondeur avec classification selon le Référentiel pédologique de Baize et al. (2008) par A. Doat avec l'aide de H. Titeux.

Les lettres associées aux horizons décrivent successivement le type d'horizon et leurs spécificités.

- A : horizon organo-minéral ;
- B : horizon différencié du matériau parental ;
- C : roche-mère fragmentée ;
- h : horizon plus humifère que la norme ;
- w : horizon dit « structural », ou horizon « d'altération » (« weathering » en anglais) ;
- -1, -2 : subdivision d'un horizon en sous-horizons ;
- 2- : superposition de plusieurs matériaux (discontinuités lithologiques) ;
- 2 majuscules juxtaposées (ex : BC, AB) : horizon de transition

La Figure 8 montre que les horizons s'étendent jusqu'à des profondeurs différentes. De plus, le nombre d'horizons ainsi que la profondeur du sol (c'est-à-dire avant l'horizon C) par site sont variables.

Concernant la gestion sylvicole, les sites sélectionnés sont tous gérés par le DNF. Les peuplements concernés n'ont pas subi d'interventions (martelage, abattage, plantation ou autre) durant les 3 ans de campagnes d'échantillonnage (2020 à 2022 compris). Les hêtraies sont toutes âgées et éclaircies dans l'étage supérieur. Les sites de Herbeumont et Menuchenet sont des chênaies-hêtraies. De plus, les sites Les Epioux, Herbeumont et Menuchenet présentent un sous-étage avec une régénération dense.

Un inventaire a été réalisé sur tous les sites, excepté celui de HES afin de caractériser la densité des peuplements. Seuls les arbres avec une circonférence de plus de 30 cm ont été considérés pour le Tableau 5. Par la même occasion, des données de surface foliaire ont été mesurées avec le LAI2200 et calculées avec le logiciel associé FV2200 (LI-COR, Lincoln, Nebraska, USA) en considérant les trois premiers anneaux pour la mesure (i.e. un angle zénithal de 7 à 38° ; Bréda et al., 2002b).

La profondeur d'enracinement a été estimée sur le terrain lors des campagnes d'échantillonnage par A. Doat avec l'aide d'une grille racinaire et un comptage du nombre de racines au mètre carré.

Tableau 5 : Caractéristiques des sites d'études en termes des localisations géographiques de la fosse d'échantillonnage, de températures moyennes sur la période 1990-2020 (minimales/moyenne/maximales) (IRM, 2023), précipitations moyennes sur la période 1990-2020 (IRM, 2023), de classification de profil de sol (CNSW), surface terrière (m²/ha) mesurée par inventaire, LAI mesuré avec le LAI2200.

Sites	Localisation géographique de la fosse	Température moyenne (°C)	Précipitation moyenne annuelle (mm)	Profil de sol (CNSW)	Surface terrière (m²/ha)	LAI	Profondeur d'enracinement (cm)
EPI	49° 45.5899' N 5° 16.9267' E	4,6/9,2/13,8	1240,7	Gbbfi0_1	29,3	6,31	160
GRI	49° 58.757' N 5° 00.519' E	4,8/9/13,1	1192	Gbbfi0_1	27	6,5	180
HER	49° 48.408' N 5° 16.604' E	4,2/8,5/12,8	1213,6	Gbbfi7	18,3	5,31	150
HES	50°33.9820' N 6° 01.9781' E	6,2/10,2/14,1	900,7	GDbr2	/	2,87	180
MEN	49° 50.767' N 5° 04.850' E	4,7/9,1/13,5	1322,6	Gbbfi0_1	15	5,3	200
VIE	50° 18.436' N 5° 59.963' E	4,3/8,5/12,7	1061	Gcb0_1	33,1	4,31	190

4.2. Campagnes d'échantillonnage

Pour estimer la réserve en eau utile maximale des sites sélectionnés, des échantillons de sol ont été prélevés. Sur chaque site, une fosse de 2 m de profondeur a été creusée au pied d'un arbre de référence par A. Doat, accompagnée par des techniciens forestiers et par H. Titeux, un expert en pédologie. La profondeur de 2 m a été choisie pour atteindre la profondeur racinaire et étudier le long de celle-ci les propriétés hydriques des différents horizons présents. Les campagnes d'échantillonnage ont été menées séparément entre 2020 et 2022 (cf. Tableau 6). Dans chaque fosse et pour chaque horizon, 5 types d'échantillons ont été extraits :

- Volume de sol (4 l) contenant de la terre fine mélangée à des EG (3 répliques par horizon) ;
- Kopecky non perturbés de 100 cm³ (3 répliques par horizon), stockés en chambre froide ;
- Kopecky non perturbés de 250 cm³ (1 réplique par horizon) ;
- Agrégats décimétriques d'un volume compris entre 10 et 64 cm³, avec des EG de taille inférieure à 2 cm (quarantaine d'agrégats par horizon) ;
- EG.

Contrairement à la collecte d'échantillons de type agrégats, la collecte d'échantillons de type kopecky de 100 cm³ n'a pas été possible dans tous les horizons de chaque site en raison d'une charge caillouteuse trop élevée dans certains d'entre eux. Pour la majorité des sites, trois kopecky 100 cm³ ont été collectés dans les 4 premiers horizons pédologiques (cf. Tableau 6). Cependant sur le site de Vielsalm, l'impasse a été faite sur le 4^{ème} horizon tandis que le 5^{ème} horizon a pu être échantillonné. Par ailleurs, sur le site de Menuchenet, il a été possible d'extraire des échantillons kopecky jusqu'au 6^{ème} horizon. Les numéros attribués aux horizons suivent la séquence des horizons pédologiques montrée dans la Figure 8.

Tableau 6 : Limites inférieures (profondeurs maximales, cm) des horizons dans lesquels les échantillons kopecky (non perturbés, 100 cm³) ont été prélevés ainsi que les années où la campagne d'échantillonnage s'est déroulée. (-) signifie que le prélèvement de kopecky de 100 cm³ non perturbés n'était pas possible en raison d'une charge caillouteuse élevée. (/) indique que l'horizon se situe au-delà de la limite inférieure de la fosse d'échantillonnage.

Sites	H1	H2	H3	H4	H5	H6	Année d'échantillonnage
GRI	37,5	70	90	147,5	-	/	2021
EPI	17	72,5	130	200	/	/	2022
VIE	10	55	115	-	160	/	2022
HER	6	25	45	75	-	-	2020
MEN	15	40	60	130	200	230	2021
HES	17,5	45	80	200	/	/	2021

Pour chaque horizon, 3 répliques de kopecky ont été collectés. Il en résulte un total de 78 échantillons. Chaque échantillon est nommé selon le code suivant : 3 premières lettres du site, le numéro de l'horizon précédé par H, la nature d'échantillon (Ka pour kopecky et A pour agrégats) et enfin un numéro attribué lors de l'échantillonnage. Les numéros ne se suivent pas toujours car certaines tentatives de collecte d'échantillons n'ont pas abouti.

En plus de la collecte d'échantillons de sol, A. Doat et son équipe ont relevé les données suivantes de chaque horizon : texture, structure, compaction et hydromorphie, la profondeur et estimation visuelle de la quantité et profondeur des racines et de la fraction d'éléments grossiers (cf. Annexe 1). Une photo de chaque profil de sol s'y trouve également.

4.3. Propriétés physiques

4.3.1. Texture

La texture des horizons échantillonnés a été établie suite à des analyses granulométriques sur des échantillons de sols de type mélangés et tamisés à 2 mm. Ces analyses ont été sous-traitées au CPAR de La Hulpe selon la norme ISO/IEC 17025:2017. La Figure 9 montre les résultats de granulométrie.

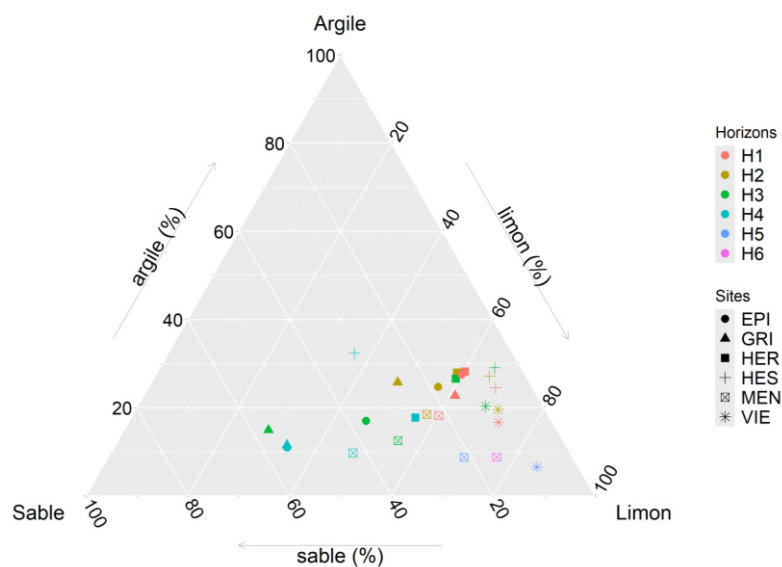


Figure 9 : Triangle des textures des horizons analysés (script R provenant de A. Doat). Résultats de l'analyse granulométrique de CPAR La Hulpe sur des volumes de sol de 4 l, tamisés à 2 mm.

De plus, des analyses chimiques ont été réalisées par le même laboratoire pour connaître la teneur en carbone organique des horizons étudiés selon la norme PTCS8-Dérivée de NF ISO 10694. La Figure 10 montre que dans les premiers centimètres du sol, la teneur en carbone organique est hétérogène entre les sites et peut être très élevée.

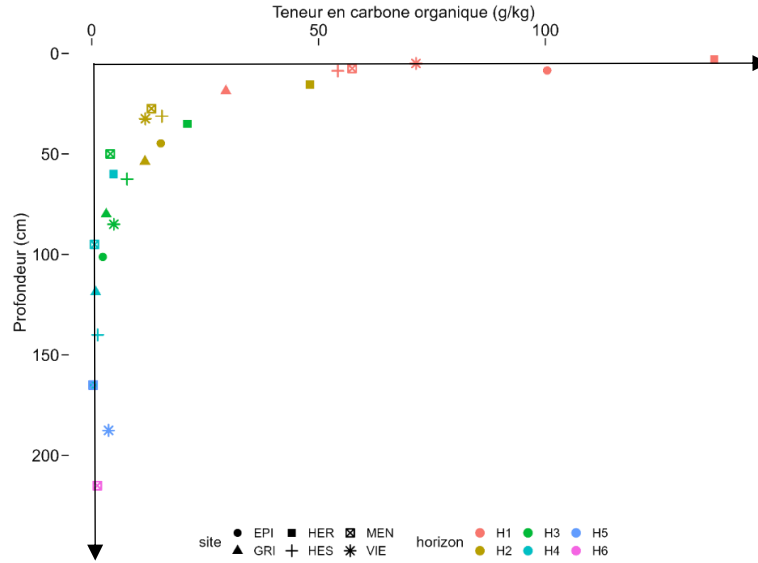


Figure 10: La teneur en carbone organique (g/kg) des différents horizons analysés en fonction de la profondeur d'échantillonnage. Résultats de l'analyse chimique de CPAR La Hulpe sur des volumes de sol de 4 l, tamisés à 2 mm.

4.3.2. Masse volumique apparente

La masse volumique de l'échantillon (terre fine et éléments grossiers mélangés) a été estimée à partir de l'équation suivante pour les agrégats et kopecky :

$$\rho_a = \frac{M_s}{V_t} \quad (12)$$

Où,

- ρ_a : masse volumique apparente de l'échantillon (g/cm³)
- M_s : masse sèche après passage à l'étuve (g)
- V_t : volume total (cm³)

Pour les kopecky, le volume total est constant et vaut 100 cm³ pour la méthode classique. Toutefois pour la méthode HYPROP, une correction du volume peut être nécessaire. Le volume des agrégats a été estimé par la méthode du pétrole lampant (Monnier et al., 1973). En immergeant un agrégat dans un liquide de référence tel que le pétrole lampant, une différence de volume est obtenue. Suite à cette différence de volume, il est possible d'estimer le volume du solide immergé.

Notons qu'une alternance de cycles successifs de saturation et de séchage peuvent entraîner une perte de matière ainsi qu'un changement de volume. Il est important de corriger ces deux éléments afin de calculer ρ_a . La correction de volume s'applique en utilisant cette formule :

$$V_{corr} = V_{std} - [(R_{std}^2 - R_{sol}^2) * \pi * h] \quad (13)$$

Où,

- V_{corr} : volume corrigé utilisé pour l'estimation de ρ_a (cm³)
- V_{std} : volume standard initial (100 cm³ pour la méthode classique et 99 cm³ pour le système HYPROP)
- R_{std} : Rayon standard de l'anneau du kopecky (cm)
- R_{sol} : Rayon du cylindre de sol dans le kopecky (cm)
- h : hauteur du kopecky (cm)

4.3.3. Éléments grossiers

La nature lithologique a été déterminée visuellement sur le terrain par A. Doat avec le soutien de H. Titeux. Un minimum de 3 fragments par nature lithologique par horizon a été récolté lors des campagnes d'échantillonnage. Les principales classes lithologiques présentes dans les sites étudiés et leur masse volumique apparente sont montrées dans la Figure 11.

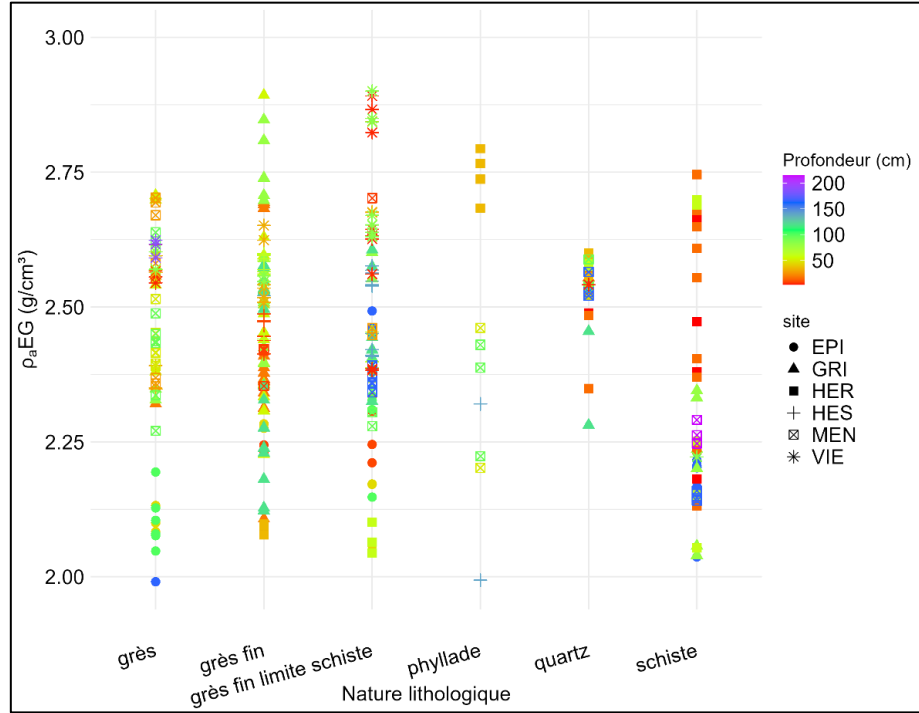


Figure 11: Principales natures lithologiques des EG récoltés sur le terrain et dans les volumes de sols de 6L et leur masse volumique apparente (ρ_a).

Afin de connaître la teneur volumique des éléments grossiers (i.e. charge caillouteuse) dans chaque échantillon kopecky, un protocole de tamisage a été mis en place après les mesures pour les courbes de rétention. Le tamisage des kopecky s'est déroulé sur des échantillons séchés à l'étuve et stockés dans un séchoir (avec une température constante de 25°C). Le tamisage consiste à déterminer les fractions massiques des racines, des éléments grossiers (EG) et de la terre fine (TF). À l'aide d'un tamis de 2 mm, les EG sont séparés de la TF. Les racines sont isolées à la pince. Les résultats bruts du tamisage des kopecky sont présentés dans le Tableau 15 situé dans l'Annexe 2.

Le même protocole de tamisage a été appliqué sur les agrégats et sur les volumes de sol de 4 l par A. Doat et des techniciens forestiers. Il est important de noter que la distinction entre la fraction de TF et le substrat altéré n'a pas été effectuée si les particules pouvaient être réduites et passer à travers un tamis de 2 mm.

Pour obtenir la charge caillouteuse, la masse volumique apparente des EG est nécessaire (cf. Equation 14). Pour ce faire, A. Doat a estimé la masse volumique apparente sur les EG provenant des volumes de sol de 4 l à l'aide du pétrole lampant. L'hypothèse émise est que la masse volumique apparente des EG (dont les dimensions varient entre 2 mm et 2 cm) dans les volumes de sols de 4 l est similaire à celle des éléments grossiers trouvés dans les kopecky et agrégats. Les éléments grossiers de plus de 2 cm des volumes de sol ont été écartés par hypothèse, en considérant qu'ils ne seraient pas présents dans les échantillons de type agrégat et kopecky.

$$CC = \frac{M_{EG}}{\rho_{a,EG} \cdot V_t} \quad (14)$$

Où,

- CC : charge caillouteuse (cm^3/cm^3)
- M_{EG} : masse de la fraction des EG (g)
- $\rho_{a,\text{EG}}$: masse volumique apparente des EG (g/cm^3)
- V_t : volume total de l'échantillon (cm^3)

Les résultats des CC obtenus par A. Doat et son équipe sur les agrégats et volumes de sol ainsi que sur les kopecky sont présentés dans l'Annexe 2, Tableau 16.

4.4. Courbes de rétention et teneurs en eau caractéristiques des kopeckys

Afin de déterminer la teneur en eau volumique à la capacité au champ (θ_{FC}) de chaque échantillon kopecky (non perturbés, 100 cm^3), la rétention d'eau est mesurée depuis la saturation jusqu'à un potentiel matriciel de pF 3 (cf. Figure 12). Pour cet intervalle de succion, 2 méthodes sont utilisées, en série : la méthode classique (cf. Section 4.4.1) et la méthode HYPROP (cf. Section 4.4.2).

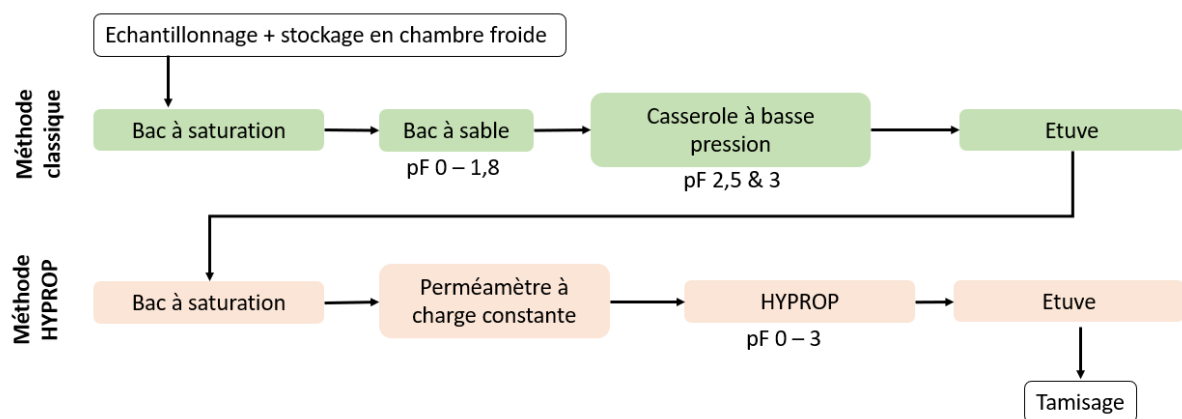


Figure 12: Séquence de mesures dans laquelle les mêmes kopecky (non-perturbés, 100 cm^3) transitent à travers plusieurs appareils de mesure.

La teneur en eau volumique au point de flétrissement (θ_{PWP}) de chaque horizon provient des mesures des agrégats perturbés dans les casseroles haute pression puisque la structure du sol n'intervient plus à ce niveau de potentiel matriciel (Cousin et al., 2022).

4.4.1. Méthode classique

La méthode classique est définie comme la progression des échantillons dans la série de systèmes suivants : le bac à saturation, le bac à sable, les casseroles basse pression et l'étuve (Cousin et al., 2022). Les échantillons transitent de l'un à l'autre en subissant une succion de plus en plus grande. En pratique, les 78 échantillons sont divisés en 2 groupes en fonction du site dont ils proviennent. Le premier groupe est constitué des kopecky des sites de Gribelle, Les Epioux et Vielsalm et le deuxième groupe de Herbeumont, Menuchenet et Hestreux. Le traitement des données issues de cette méthode est réalisé avec Rstudio.

Notons que pour les échantillons de type kopecky, il a été décidé de ne pas réaliser la mesure de teneur en eau à une succion dépassant un pF de 3 avec la casserole haute pression. L'hypothèse posée stipule que la teneur en eau volumique mesurée dans cette gamme de pF à l'aide des agrégats est identique à celle mesurée avec les échantillons de type kopecky, la porosité texturale étant le seul facteur influençant la teneur en eau volumique dans cette gamme (Ghezzehei, 2012).

4.4.1.1. Bac à saturation

Tout d'abord, les échantillons kopecky sont placés dans un bac à saturation relié à un vase de Mariotte afin qu'ils seaturent progressivement. Le principe de ce système permet aux échantillons de se saturer du bas vers le haut par capillarité sans que des bulles d'air ne restent emprisonnées (ELIE Laboratory, 2019). Pour ce faire, le niveau d'eau dans le bac reste constant grâce à la connexion au vase de Mariotte. Notons que l'eau dans le système est déminéralisée. Une dose de sulfate de calcium dihydraté en concentration de 0,05 mol/l y est ajoutée afin d'imiter la solution naturelle du sol. Dans le cadre de la saturation de sols, le niveau de l'eau est monté progressivement tout en gardant une lame d'eau constante indépendamment de la saturation des échantillons. Les échantillons sont saturés lorsque le côté non immergé du sol adopte un aspect humide (i.e. un changement de couleur et toucher humide). Ils sont ensuite pesés. Ce poids dont sont soustraits les élastiques et les nylons qui l'entourent ainsi que le poids de l'anneau est considéré comme le poids à saturation.

Les échantillons du premier groupe (EPI, GRI, VIE) ont été placés dans le bac à saturation pendant 6 jours. Cependant les échantillons de l'horizon organique de ce premier groupe ont continué à gagner du poids même lorsque des niveaux de succion plus élevés étaient appliqués dans le système suivant (i.e. bac à sable). Pour remédier à cela, il a été décidé de prolonger la phase de saturation des échantillons de l'horizon organique du deuxième groupe. Par conséquent, les échantillons des sites HER, HES, MEN ont été maintenus dans la phase de saturation pendant 9 jours supplémentaires.

4.4.1.2. Bac à sable

Après une saturation complète au bac à saturation, les échantillons ont transité directement vers le bac à sable (cf. Figure 13). Les paliers successifs de potentiel matriciel sont matérialisés par une variation de hauteur régulée manuellement à l'aide d'un réservoir à côté du bac. Le réservoir est descendu par rapport au niveau d'eau initial du bac à sable suivant les paliers du Tableau 7. Ce système contient uniquement de l'eau déminéralisée et du sulfate de calcium dihydraté ajouté en concentration de 0,05 mol/l.

En appliquant des paliers de succion, les échantillons perdent de l'eau jusqu'à atteindre un équilibre hydrostatique entre la phase liquide et la colonne d'eau du système de mesure. Cette perte d'eau est mesurée par des pesées sur la même balance hors du bac à sable. Une fois que la perte d'eau est inférieure à 0,02 g après 3 jours consécutifs de pesée, l'équilibre hydrostatique est considéré comme atteint. Une succion plus importante peut alors être imposée aux échantillons et le passage au palier suivant est effectué.



Figure 13: Echantillons kopecky non perturbés (100cm^3) des sites HER, MEN, HES dans le bac à sable. Les 3 répliques pour chaque horizon sont distinguables par leur couleur.

4.4.1.3. Casserole à basse pression

Le passage du bac à sable à la casserole à basse pression a directement été réalisé à la suite de la dernière pesée pour la mesure en bac à sable. La saturation préalable des plaques poreuses avec de l'eau déminéralisée et désoxygénée est nécessaire (ELIE Laboratory, 2018).

Pour chacun des deux groupes, les échantillons ont été installés de façon à ce que sur chaque plaque poreuse, un échantillon de chaque horizon différent soit présent. Il y avait ainsi 3 plaques dans une casserole et sur chaque plaque étaient disposés 12 échantillons pour le premier groupe et 14 pour le second groupe. La même casserole a été utilisée pour le passage successif des 2 groupes d'échantillons. La pesée des flacons des plaques correspondantes permet de déterminer si l'équilibre hydrostatique est atteint. L'équilibre correspond à l'obtention d'un poids constant (variation acceptée de 0,02 g) pendant 3 jours consécutifs. Une première pression de 0,3 bar a été appliquée correspondant à un pF de 2,5. Des plaques avec un point d'entrée d'air de 1 bar ont été utilisées. L'atteinte de l'équilibre a pris 23 jours après avoir appliqué cette première pression pour les 2 groupes (cf. Tableau 7). Après équilibre et pesée des échantillons, une pression de 1 bar a été appliquée. Les plaques avec un point d'entrée d'air de 3 bars ont été utilisées. Le nombre de jours pour atteindre l'équilibre a varié de 27 jours pour le premier groupe à 21 pour le deuxième (cf. Tableau 7). Ceci peut s'expliquer par une surpression dans 2 des 3 flacons lors de la manipulation avec le premier groupe. Le gradient de pression plus faible ne permettait pas aux phases liquides des échantillons de 2 plaques d'atteindre l'équilibre de potentiel avec la pression appliquée.

Ci-dessous se trouve un tableau récapitulatif des succions/pressions appliquées et des durées pour atteindre l'équilibre. La variation des durées entre les 2 groupes peut s'expliquer notamment par une manipulation différente, disponibilité des techniciens et mémorante, la qualité de la saturation des échantillons au préalable.

Tableau 7 : Durée en jours nécessaire pour atteindre l'équilibre hydrostatique (variation entre les mesures pendant trois jours consécutifs inférieures ou égales à 0,02 g) de chaque groupe par paliers et par système de mesure.

Bac à sable		Durée (jours)	
Succion appliquée (cm)	pF	Groupe 1	Groupe 2
0,5	-0,3	1	1
1	0	12	4
3,2	0,5	9	7
10	1	7	6
63	1,8	10	13
Casserole à basse pression			
Pression appliquée (bar)	pF		
0,3	2,5	23	23
1	3	27	21

4.4.1.4. Séchage à l'étuve

Directement après la pesée des échantillons sortant de la casserole à basse pression, ceux-ci ont été placés à l'étuve. Après un minimum de 48h à 105°C dans l'étuve, les échantillons ont été pesés afin de déterminer leur poids sec. Les échantillons ont finalement été placés en chambre froide en attendant d'être placés dans le système de mesure de la méthode HYPROP.

4.4.1.5. Traitement des données

Pour la méthode classique, la teneur en eau volumique du sol à un certain potentiel matriciel est estimée à partir de la teneur en eau massique et de la masse volumique apparente (cf. Equation 15).

$$\theta_{pF} = \frac{WC_{pF}}{\rho_w} * \rho_a \quad (15)$$

Où,

- θ_{pF} : Teneur en eau volumique à une succion (pF) donnée (cm^3/cm^3)
- WC_{pF} : Teneur en eau massique à une succion (pF) donnée ($\text{g}_{\text{eau}}/\text{g}_{\text{sol}}$)
- ρ_a : Masse volumique apparente de l'échantillon sec (g/cm^3)
- ρ_w : Masse volumique de l'eau ($1 \text{ g}/\text{cm}^3$).

Les données brutes enregistrées dans un fichier Excel ont été traitées avec Rstudio pour effectuer les différents calculs et visualiser les résultats.

4.4.2. Méthode HYPROP

Pour cette méthode, les échantillons kopecky ne sont plus séparés en deux groupes. Ils vont être davantage traités par type d'horizons (ayant des propriétés hydrauliques similaires) afin d'optimiser le temps nécessaire pour les manipulations.

Après le passage au bac à saturation comme pour la méthode classique, les échantillons sont placés au perméamètre à charge constante. Cette mesure permet de calculer la conductivité hydraulique à saturation (cf. Section 4.6). Ensuite les échantillons transitent directement (pour certains échantillons avec un court laps de temps au réfrigérateur) sur l'appareil de mesure HYPROP® de METER GROUP. Si, suite au séchage et à la resaturation, un changement de volume des échantillons est observé à l'entrée de la mesure HYPROP, il est notifié dans la base de données.

4.4.2.1. *Evaluation de la faisabilité*

Cette méthode est conditionnée par la possibilité d'insérer les deux tensiomètres verticalement dans les échantillons (après leur passage dans le perméamètre à charge constante). Avec une charge caillouteuse conséquente préalablement observée sur les agrégats ainsi que sur le terrain, un doute existait quant à la faisabilité des mesures avec HYPROP.

Un test sur des échantillons fictifs (un mélange de sable et graviers) a été réalisé pour mettre au point un protocole non-destructif à appliquer ensuite aux échantillons collectés par A. Doat. Les objectifs principaux étaient d'une part d'élaborer un protocole de sondage et d'autre part avec celui-ci d'évaluer la possibilité d'insérer les deux tensiomètres dans l'échantillon en fonction de sa charge caillouteuse. Pour ce faire, le nombre de sondages nécessaires pour trouver une bonne position (c'est-à-dire sans rencontrer un EG) pour les deux tensiomètres par catégorie de charge caillouteuse a été recensé. Cela a permis d'estimer la proportion d'échantillons qui éventuellement ne pourraient pas passer sur HYPROP. Ce test a été réalisé sur dix échantillons fictifs dans un bac et répété trois fois par charge caillouteuse. Entre les répétitions, le mélange était à chaque fois remixé.

En pratique, la charge caillouteuse des échantillons fictifs a été reconstituée en respectant la proportion de 10% et de 30% de graviers par rapport au sable grossier. Notons que la taille des graviers est d'environ 0,5 à 2 cm alors que les EG trouvés dans les échantillons kopecky peuvent faire plusieurs centimètres de long. Dans un bac rectangulaire avec une profondeur supérieure à la hauteur d'un kopecky (5 cm), le mélange a été disposé et tassé afin de représenter au mieux les échantillons de sol. Des kopecky vides y ont été insérés, afin de délimiter les échantillons (cf. Figure 14a).

Tout d'abord, un sondage est effectué avec une aiguille à mèche de 1,4 mm de diamètre comptant un butoir placé à une distance spécifique du bout de l'aiguille. Cette distance est similaire à celle du foret normalement utilisé et fourni avec le système HYPROP. L'aiguille à mèche est insérée dans l'accessoire de HYPROP permettant de positionner correctement les deux tensiomètres au centre de l'échantillon (cf. Figure 14b).



Figure 14 : a. Test avec mélange sable - gravier et anneau kopecky vide. Les trous de plus grandes tailles ont été réalisés au foret de HYPROP et ceux de plus petites tailles au préalable par l'aiguille à mèche. b : Utilisation d'une aiguille à mèche et d'un accessoire de placement de HYPROP pour sonder les échantillons caillouteux.

Le sondage vise d'abord à positionner le tensiomètre le plus long car celui-ci a plus de chance de rencontrer un gravier. Si l'aiguille rencontre un gravier, l'accessoire est tourné d'une vingtaine de degrés sur le même échantillon factice pour un autre sondage. Si le sondage pour le plus long tensiomètre ne rencontre pas de graviers, alors le sondage pour le tensiomètre plus court est réalisé. Si les deux sondages pour un même positionnement sont concluants, un trou est ensuite réalisé avec le foret de l'appareil HYPROP. Celui-ci est plus large que l'aiguille à mèche car il représente le diamètre des tensiomètres. Si les deux trous pour les deux tensiomètres avec le foret sont possibles, alors la mesure avec l'appareil HYPROP est considérée comme faisable. Si certains présentent une charge caillouteuse trop importante empêchant un sondage concluant, ils sont stockés au frigo en attendant d'être placés à l'étuve avec les autres échantillons. Toutes les tentatives avec l'aiguille à mèche et le foret sont comptabilisées afin de calculer les statistiques suivantes.

Premièrement, le nombre moyen de sondages à l'aiguille à mèche nécessaires pour trouver un positionnement concluant pour les 2 tensiomètres par échantillon est calculé en divisant le nombre total de sondages réalisés sur l'ensemble des échantillons par le nombre d'échantillons.

Deuxièmement, la probabilité que le sondage au foret soit concluant si celui à l'aiguille l'est aussi est calculée en divisant le nombre de sondages au foret sans rencontrer de graviers par le nombre de tentatives de sondage à l'aiguille réussies.

Les résultats de ce test ont été concluants (cf. Section 5.1) et donc la mesure avec la méthode HYPROP a été possible pour la quasi-totalité des échantillons.

4.4.2.2. Préparation de la mesure

Les tensiomètres et les unités de mesure doivent être saturés avec de l'eau déminéralisée par un système de pompe à vide pendant 24h avant la manipulation (Schindler et al., 2010). La saturation avec de l'eau déminéralisée est primordiale afin d'assurer une transmission de la pression précise au transducteur (METER GROUP, 2023b). Ensuite, avec le logiciel HYPROP-View, la calibration de l'unité de mesure saturée en fonction de la pression atmosphérique et de la température de la pièce de mesure est réalisée.

Les tensiomètres sont vissés dans l'unité de mesure et ensuite sont insérés dans l'échantillon préalablement foré à la renverse selon la méthode standard présentée à la Section 3.4.2.1. Le volume perdu en raison de l'insertion des tensiomètres équivaut à 1 cm³. Cette manipulation peut entraîner des pertes de matière supplémentaire à cause du sondage réalisé à l'aiguille à mèche et aux diverses manipulations. Le tout est remis droit (c'est-à-dire avec l'unité de mesure en dessous de l'échantillon) et placé sur une balance (cf. Figure 15). Par ailleurs, l'échantillon kopecky de 100 cm³ est inséré dans un double anneau fourni par HYPROP afin que son diamètre soit équivalent à celui des échantillons standards de 250 cm³.

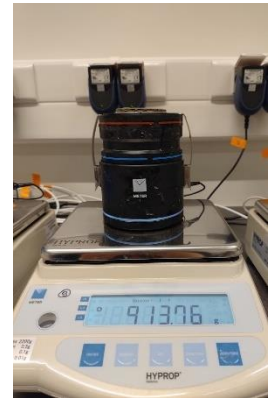


Figure 15: Echantillon kopecky placé sur le système HYPROP

4.4.2.3. Réalisation de la mesure

Dix dispositifs peuvent accueillir chacun un échantillon, limitant à dix le nombre de mesures simultanées. Chaque balance est connectée par un câble USB à l'ordinateur sur lequel est installé HYPROP-View. Dix unités de mesures sont branchées en série en utilisant le mode multi-balance de HYPROP-View permettant la mesure simultanée sur les dix échantillons. La mesure s'effectue automatiquement en enregistrant deux tensions et le poids environ toutes les 10 minutes dans HYPROP-View. Ce logiciel produit alors pour chaque échantillon un fichier « .bak » et un fichier dédié au logiciel LABROS Soilview-Analysis.

4.4.2.4. Second passage à l'étuve

Finalement, les échantillons sont placés à l'étuve pendant au minimum 48h à 105°C. A la sortie de l'étuve, les échantillons sont pesés afin d'obtenir le poids sec et calculer une teneur en eau. Ils sont ensuite placés dans le séchoir en attendant d'être tamisés.

4.4.2.5. Traitement des données

LABROS Soilview-Analysis permet d'une part de visualiser les données mesurées et d'autre part de modéliser des courbes de rétention à partir des données. Le logiciel nécessite l'ajustement des paramètres propres aux échantillons tels que :

- le poids sec de l'échantillon obtenu après passage à l'étuve,
- le poids de l'anneau du kopecky,
- une correction volume éventuelle,
- la conductivité hydraulique à saturation.

Les données proches de la saturation sont fluctuantes comme l'avait annoncé Campbell & Norman (1998). Elles ont été enlevées jusqu'à ce que la pression des deux tensiomètres augmente constamment. Ce traitement des données implique que ce n'est qu'à partir d'un pF de 1,5 que les mesures de teneurs en eau sont cohérentes pour tous les échantillons.

Pour la méthode HYPROP, la teneur en eau volumique est calculée de la manière suivante (METER GROUP, 2023a) :

$$\theta_{pF} = \frac{M_{pF}}{\rho_w * V_t} \quad (16)$$

Où,

- θ_{pF} : Teneur en eau volumique à une succion (pF) donnée (cm^3/cm^3)
- M_{pF} : Poids de l'eau à une succion (pF) donnée correspondant au poids total de l'échantillon placé dans le système HYPROP dont sont soustraits le poids de l'unité de mesure HYPROP, le poids de l'anneau du kopecky et du poids du sol sec obtenu après séchage à l'étuve (g_{eau})
- ρ_w : Masse volumique de l'eau ($1 \text{ g}/\text{cm}^3$)
- V_t : Volume de l'échantillon de sol (cm^3).

LABROS Soilview-Analysis propose un algorithme qui associe des modèles de courbe de rétention aux points mesurés par optimisation non-linéaire dans la fenêtre « Fitting » du logiciel. Plusieurs fonctions dont les formes unimodales et bimodales sont proposées : Van Genuchten, 1980 ; Brooks and Corey, 1964 ; Kosugi, 1996 et Fredlung-Xing, 1994. La fonction bimodale de Van Genuchten-Durner a été appliquée pour extraire les données des teneurs en eau aux points caractéristiques de la courbe de rétention, notamment aux pF 1,8 et 2,5. La fonction bimodale a été sélectionnée pour les échantillons étant des fragments rocheux ou des mélanges de sol et d'éléments grossiers, en raison de son aptitude à couvrir un large spectre de porosité. (Parajuli et al., 2017, Lipovetsky et al., 2020). En plus de leur pertinence pour le calcul de la RUM, ces deux potentiels matriciels ont été sélectionnés car, après l'élimination des données aberrantes proches de la saturation, tous les échantillons présentent des mesures de θ à ces pF spécifiques.

4.5. Courbes de rétention et teneurs en eau caractéristiques des agrégats

Les manipulations afin d'obtenir les teneurs en eau à différentes succions pour les échantillons de type agrégat ont été réalisées et supervisées par A. Doat et son équipe (cf. Figure 16). Pour chaque palier de succion, plusieurs répliques d'agrégats provenant du même horizon sont utilisés pour la mesure de la teneur en eau. Après cette mesure et après avoir caractérisé leur charge caillouteuse ainsi que leur masse volumique apparente, ces agrégats sont ensuite remplacés par d'autres pour le prochain palier de pF.

Suivant la méthode classique décrite pour les kopecky, les teneurs en eau sont mesurées à l'aide des systèmes suivant : le bac à sable, la casserole à basse pression ainsi que la casserole à haute pression et l'étuve à des pF de 0,5 ; 1 ; 1,8 ; 2,5 ; 3,5 ; 4,2. Les agrégats sont déposés sur une couche de kaolinite dans le bac à sable (pF de 0,5 ; 1 ; 1,8) et dans la casserole à basse pression (pF de 2,5) afin de maximiser la surface de contact avec le medium poreux. La teneur en eau volumique est déduite de la teneur en eau massique et de la masse volumique apparente des agrégats suivant l'Equation 15.

Pour les quatre premiers paliers de succion, environ dix agrégats ont été utilisés pour chaque palier. Pour les deux derniers paliers, un agrégat par horizon a été placé dans la casserole à haute pression pour chaque palier. Le nombre exact de répliques utilisés à chaque succion se trouve dans le Tableau 18 dans l'Annexe 4.



Figure 16: Echantillons de type agrégats lors des mesures de teneur en eau en laboratoire. A gauche et au centre, agrégats non perturbés placés sur une couche de kaolinite respectivement dans le bac à saturation et dans la casserole à basse pression, à droite agrégats sous forme de boue (i.e. perturbés) dans la casserole à haute pression.

4.6. Conductivité hydraulique à saturation

Cette mesure a uniquement été réalisée sur les kopecky de 100 cm³ afin de mesurer indépendamment le Ks comme le recommande entre autres Bezerra-Coelho et al. (2018).

4.6.1. Perméamètre à charge constante

En laboratoire, la conductivité hydraulique à saturation a été mesurée à l'aide d'un perméamètre à charge constante. Dans la suite des manipulations, cette mesure prend place dans le courant de la méthode HYPROP, après une resaturation des échantillons et avant la mise dans le système de mesure HYPROP.

Pour mesurer le débit d'écoulement résultant d'une charge hydraulique, un perméamètre à charge constante a été utilisé (cf. Figure 17). Le processus se déroule comme suit :

- Création de la charge hydraulique : Une différence de hauteur entre deux niveaux d'eau génère la charge hydraulique. Cette différence est mesurée à l'aide d'un pointeur gradué. L'eau s'écoule ainsi du bas de l'échantillon vers le haut, atteignant le siphon, et la charge hydraulique est déterminée par la différence de niveau mesurée.
- Maintien des niveaux d'eau constants : Un niveau d'eau constant est maintenu dans un bac grâce à un réservoir mobile alimenté par une pompe. Ce niveau est supérieur à celui maintenu au-dessus des échantillons. Un siphon assure la constance de la lame d'eau au-dessus des échantillons en déversant l'excès dans la burette graduée.
- Mesure du débit d'écoulement : Le temps nécessaire pour qu'un certain volume d'eau s'accumule dans une burette graduée est chronométré, permettant ainsi de calculer le débit.

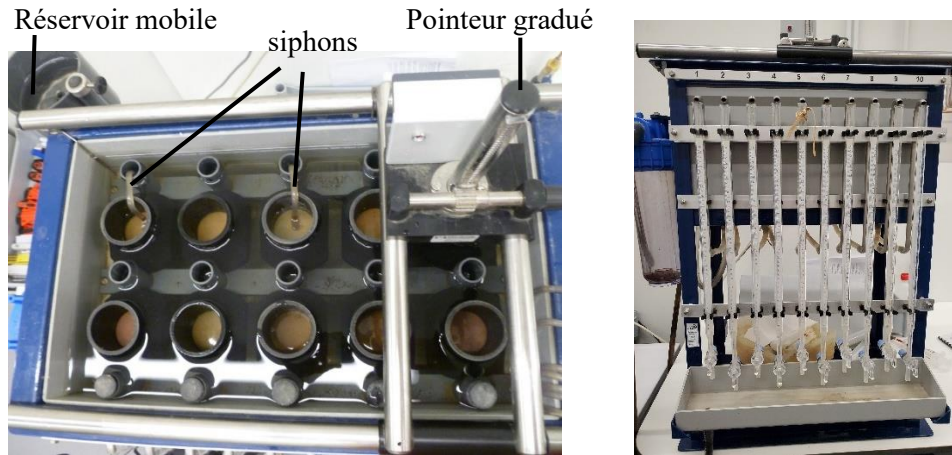


Figure 17: Perméamètre à charge constante vu d'en haut à droite et vu de profil à gauche. Parmi les 10 échantillons placés, 2 ont une lame d'eau suffisante et constante pour que l'eau s'écoule dans leur siphon jusqu'à la burette graduée.

4.6.2. Loi de Darcy

Le débit mesuré est utilisé ensuite dans l'équation de Darcy afin de calculer la conductivité hydraulique à saturation (Darcy, 1856).

$$K_s = \frac{V * L}{t * S * H} \quad (17)$$

Où,

- K_s : conductivité hydraulique à saturation (m/s)
- V : volume d'eau récolté dans la burette dans un temps donné (m³)
- L : hauteur du kopecky (m)
- t : temps donné (s)
- S : section mouillée du kopecky (m²)
- H : différence de hauteur entre le niveau d'eau du bac et le niveau d'eau au-dessus de l'échantillon (i.e. charge hydraulique) (m)

Notons que faire passer un débit à travers un échantillon non perturbé peut modifier la structure de l'échantillon. La mesure sur HYPROP qui suit peut donc être affectée. La conductivité hydraulique des sols non saturés peut être mesurée en fonction du potentiel matriciel avec le système HYPROP, permettant de construire une courbe à l'aide de LABROS SoilView-Analysis. Cependant, en raison de contraintes de temps et du faible nombre d'échantillons présentant une courbe cohérente et exploitable, cette étude n'a pas été menée.

4.7. Réserve en eau utile maximale

Afin de calculer la réserve en eau utile maximale des sites d'études, une combinaison des équations 10 et 11 est utilisée :

$$RUM = \sum_{i=1}^{i=z_{max}} \Delta z_i * (WC_{FC,i} - WC_{PWP,i}) * \rho_{a,i} * (1 - CC_i) \quad (18)$$

Où,

- RUM : Réserve en eau utile maximale (mm)

- i : Nombre d'horizons (allant du premier horizon à la profondeur maximale d'enracinement)
- Δz : Epaisseur de l'horizon i (mm)
- WC : Teneur en eau massique (g/g) au point de flétrissement (PWP) ou à la capacité au champ (FC), moyenne de l'horizon i
- ρ_a : Masse volumique apparente (échantillon constitué de terre fine et EG ; g/cm³), moyenne de l'horizon i
- CC : Charge caillouteuse volumique (cm³/cm³) de l'horizon i .

Le produit de WC et de ρ_a équivaut à la teneur en eau volumique (en considérant une masse volumique de l'eau de 1 g/cm³) comme le démontre l'Equation 15. Ainsi, les teneurs en eau volumiques à la capacité au champ mesurées par HYPROP peuvent être utilisées directement dans l'équation pour calculer la RUM, sans nécessiter la multiplication de WC par ρ_a .

Notons que la profondeur maximale d'enracinement dans ce cas-ci est supposée égale à la profondeur de la fosse d'échantillonnage. De plus, la charge caillouteuse de seulement certains horizons permet de prélever des kopecky de 100 cm³, ignorant alors les propriétés de rétention et donc la RUM de ces horizons. La quantité d'eau contenue dans les EG n'a pas été ajoutée par manque de temps bien que conseillée par la littérature (cf. recherche de A. Doat).

La RUM de chaque site est calculée sur la profondeur totale de la fosse d'échantillonnage ainsi que sur une profondeur de 1,25 m pour les comparer aux valeurs présentes dans les articles de Ridremont et al. (2011) et Tetegan et al. (2011). Concernant la profondeur de 1,25 m, la RUM des trois premiers horizons² est additionnée à la proportion relative de la RUM du quatrième horizon en fonction de l'épaisseur de ce dernier, comme l'exprime l'équation suivante :

$$RUM^{1,25} = \left[\sum_{i=1}^3 RUM_i \right] + \frac{1250 - p_3}{z_4} * RUM_4 \quad (19)$$

Où,

- $RUM^{1,25}$: Réserve en eau utile maximale calculée sur 1,25 m de profondeur (mm)
- RUM_i : Réserve en eau utile maximale de l'horizon i (mm)
- i : Numéro de l'horizon
- p_i : Profondeur de l'horizon i (mm)
- z_i : Epaisseur de l'horizon i (mm)

² Pour tous les sites, les trois premiers horizons ne dépassent pas une profondeur de 1,25 m dans le profil de sol, sauf pour le site EPI où le troisième horizon atteint 1,3 m. Cette profondeur étant proche de 1,25 m, la RUM est calculée uniquement sur les trois premiers horizons, sans tenir compte de la différence de 5 cm.

4.8. Outils de comparaison

Afin de caractériser la similarité des teneurs en eau des répliques kopecky au sein de chaque méthode, l'outil statistique de la boîte à moustache est utilisé. Avec comme limite de la boîte le premier et le dernier quartile correspondent respectivement à 25% (Q1) et 75% (Q3) des données et l'interquartile (IQR) représente l'étendue des valeurs situées entre le Q1 et Q3. Les répliques déviants sont ceux qui se situent au-delà des valeurs minimales et maximales, elles-mêmes se trouvant dans une plage de $1,5 * IQR$ à partir des quartiles inférieur (Q1) et supérieur (Q3).

Des régressions linéaires ainsi que le test de Kruskal-Wallis ont été utilisés pour quantifier la similarité des différentes propriétés des types d'échantillons. Le test de Kruskal-Wallis est une méthode non paramétrique permettant de comparer les distributions de plusieurs groupes indépendants (ici les agrégats et kopecky) en supposant que les données ne suivent pas une distribution normale.

5. Résultats & Discussion

5.1. Faisabilité de la mesure sur HYPROP des kopecky

5.1.1. Résultats des tests mélange sable – gravier

Suite au test de faisabilité pour l'insertion des deux tensiomètres au sein des échantillons kopecky de 100 cm³, les résultats des statistiques sont présentés dans le Tableau 8. Sur les trois reconstitutions du bac contenant dix anneaux de kopecky insérés dans le mélange de sable grossier et de gravier, trois échantillons ont été écartés en raison du déplacement de EG suite à l'insertion du kopecky. Par ailleurs, une augmentation du nombre de sondages à l'aiguille nécessaire pour trouver un positionnement dans l'échantillon sans rencontrer de gravier va de pair avec l'augmentation de la charge caillouteuse. Par contre, la probabilité que le foret de HYPROP s'enfonce sans rencontrer de graviers après sondage à l'aiguille diminue avec la charge caillouteuse. Au vu des résultats de ces statistiques, la tentative d'insertion des tensiomètres est envisageable pour tous les échantillons kopecky.

Tableau 8 : Statistiques des tests effectués sur des mélanges gravier-sable représentant deux charges caillouteuses.

Charge caillouteuse volumique (cm ³ /cm ³)	0,1	0,3
Nombre d'échantillons inclus dans les statistiques	28	29
Moyenne du nombre de sondages à l'aiguille nécessaires	2,5	3,7
Probabilité que la tarière passe après l'aiguille	0,82	0,64

5.1.2. Application du protocole de sondage aux échantillons réels

Finalement, seulement 2 échantillons sur les 78 présentaient une charge caillouteuse (CC) trop importante et un placement des EG inapproprié pour l'insertion des tensiomètres. Les échantillons concernés se nomment GRI_H2_Ka_061 (CC : 0,19 cm³/cm³) et EPI_H3_Ka_163 (CC : 0,51 cm³/cm³). Pour ces échantillons, 10 tentatives pour trouver un bon positionnement ont été réalisées, en vain. Par conséquent, les résultats du protocole mis en place ont démontré que l'écartement de ces deux échantillons n'était pas uniquement corrélé à une CC élevée mais aussi au positionnement d'un ou plusieurs EG qui entravaient l'insertion des tensiomètres.

Pour la grande majorité des échantillons (68%), un seul sondage à l'aiguille puis au foret fut suffisant pour trouver l'emplacement des 2 tensiomètres, comme le montre la Figure ci-dessous.

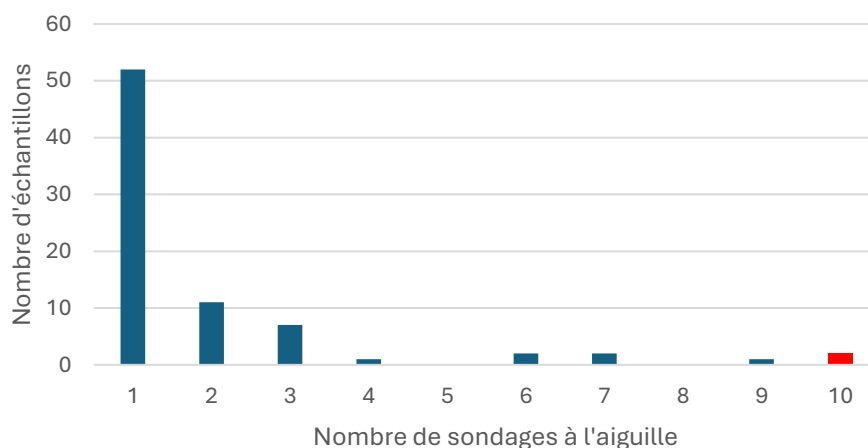


Figure 18 : Distribution des échantillons kopecky en fonction du nombre de sondages à l'aiguille à mèche effectués avant leur mise sur HYPROP, en rouge : les 2 échantillons écartés car pas de positionnement trouvé après 10 sondages.

Certains échantillons avec une charge caillouteuse supérieure à $0,4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ont été sondés 7 à 10 fois avant de trouver un positionnement adéquat. De plus, comme le montre la Figure 19, plus la charge caillouteuse augmente plus le nombre de sondages nécessaires augmente, comme le prédisait le test.

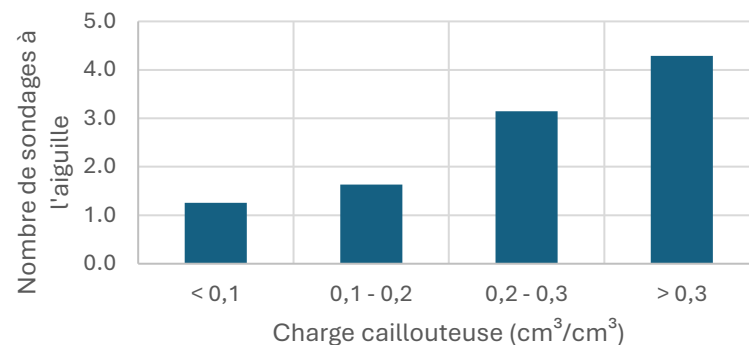


Figure 19: Nombre de sondages à l'aiguille à mèche nécessaires pour trouver un positionnement pour les 2 tensiomètres en fonction de la charge caillouteuse volumique (%).

Contrairement à ce qui a été estimé lors du test, quasi tous les sondages au foret ont été directement concluants en suivant le sondage à l'aiguille. La seule exception est l'échantillon HES_H4_Ka_150 (CC : $0,084 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) où il a été nécessaire de resonder à l'aiguille après une tentative de forage avec le foret de HYPROP. Ce test pourrait donc sous-estimer la faisabilité des mesures avec HYPROP pour des échantillons caillouteux.

Sur le plan pratique, le protocole s'est révélé facile et rapide à appliquer en laboratoire. Toutefois, pour la majorité des échantillons, le passage de l'aiguille et du foret a entraîné le déplacement EG présents sur leur trajectoire, modifiant ainsi la structure du sol au sein des échantillons. Il est difficile de décrire les changements et d'évaluer leurs impacts sur les mesures de teneurs en eau par HYPROP. Selon la loi de Jurin (cf. Equation 3), les tubes capillaires créés par le sondage à l'aiguille ne devraient pas affecter la rétention d'eau au-delà d'un pF de 1. Toutefois, les influences potentielles d'une part du pré-sondage à l'aide de l'aiguille à mèche sur les échantillons avant le pF de 1 et d'autre part du déplacement d'éléments grossiers n'ont pas été examinées dans cette étude. Ces perturbations pourraient faire l'objet de recherches futures pour améliorer le protocole pour des échantillons de sol caillouteux.

5.2. Propriétés physiques des kopecky et agrégats

5.2.1. Charge caillouteuse

Les charges caillouteuses volumiques (CC) moyennes et leurs intervalles de valeurs estimés suite au tamisage de tous les échantillons kopecky 100 cm³ et des agrégats étudiés sont montrés pour chaque horizon de chaque site étudié à la Figure 20.

Pour les kopecky et agrégats, les horizons dans les 20 premiers centimètres du sol présentent une faible CC. Les CC les plus élevées tous sites confondus se situent entre 75 cm et 175 cm de profondeur. Les kopecky de EPI et GRI montrent une CC particulièrement haute atteignant respectivement en moyenne 0,45 cm³/cm³ et 0,42 cm³/cm³ pour une profondeur de 80 cm et 1 m. Pour donner un ordre de grandeur, les CC des horizons les plus caillouteux analysés dans la littérature en France sont généralement comprises entre 0,4 et 0,7 cm³/cm³ (Cousin et al., 2003 ; Kirchen et al., 2017). Par ailleurs, il convient de noter que, bien que la charge caillouteuse des deux derniers horizons de MEN (MEN_H5 et MEN_H6) ainsi que du dernier horizon de VIE (VIE_H5) soit très faible, voire nulle, une partie de la fraction terre fine (TF) est en réalité constituée de schiste altéré (cf. Annexe 1).

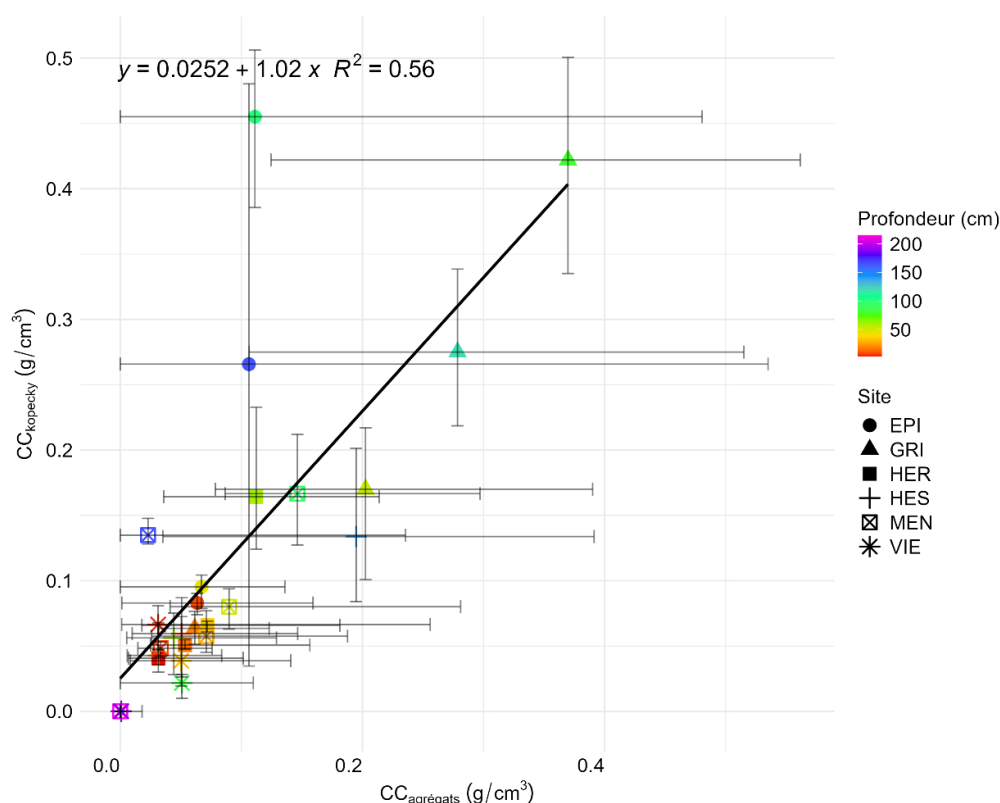


Figure 20: Charge caillouteuse volumique moyenne (CC, cm³/cm³) avec les intervalles de valeurs pour chaque type d'échantillons en fonction de la profondeur d'échantillonnage. La droite noire est une droite de régression linéaire.

Pour chacun des horizons analysés, les CC déterminées sur les agrégats et sur les kopecky ne correspondent pas systématiquement comme le démontre le coefficient de détermination (R²) de 0,56. Au vu de la position des données sur la Figure 20, la CC n'est pas systématiquement plus élevée dans les kopecky bien que leur taille soit supérieure (100 cm³) à celles des agrégats (10 à 64 cm³).

De plus, la CC peut être assez hétérogène au sein de chaque horizon, comme l'ont également observé Eriksson & Holmgren dans leur étude dans les forêts suédoises (1996). En effet, une large

gamme de valeurs de CC est observée pour les deux types d'échantillons et particulièrement pour les agrégats (cf. Figure 20). Citons en exemple la dernière profondeur échantillonnée de EPI. Cela s'explique par un plus grand nombre de répliques échantillonnées par horizon pour les agrégats (une quarantaine d'agrégats par horizon versus 3 répliques kopecky par horizon). La collecte des agrégats est moins limitée par l'emplacement par rapport aux échantillons kopecky au sein d'un horizon présentant une CC élevée. Par conséquent, le prélèvement des kopecky est réalisé uniquement dans des zones où ils peuvent être insérés sans rencontrer des EG. Bien qu'une quarantaine d'agrégats aient été collectés dans tous les horizons étudiés, ceux-ci excluent les EG de taille supérieure à 2 cm. Cela introduit alors un biais dans l'analyse de représentativité et similarité entre les deux types d'échantillons (Novák & Hlaváčiková, 2019).

Comme l'affirme Butcher et al. (1994), un volume de sol plus grand (au-delà de 400 cm³) est préférable pour caractériser les propriétés des sols homogènes afin d'obtenir un volume élémentaire représentatif (cf. Section 3.3.1.6). Les estimations de CC obtenues à partir des agrégats et des kopecky ont été comparées à celles réalisées sur des volumes de sol de 4 l issus des mêmes horizons (cf. Annexe 2, Figure 34 et Figure 35). Les coefficients de détermination (R^2) résultant des régressions linéaires sont respectivement de 0,53 pour la comparaison de CC entre les agrégats et les volumes de sol, et de 0,83 pour celle entre les kopecky et les volumes de sol. Ces résultats indiquent que la CC estimée à partir des kopecky est plus proche de la CC observée dans chaque horizon, bien que le biais lié à la collecte dans des horizons fortement caillouteux puisse exister. Cette meilleure correspondance pourrait s'expliquer par le fait que les kopecky, en raison de leur plus grand volume, peuvent contenir des EG de plus de 2 cm (contrairement aux échantillons agrégats). Novák & Hlaváčiková (2019) recommandent effectivement l'utilisation de volumes plus grands pour une meilleure représentativité et ainsi tenter de caractériser la disposition spatiale des pores et des particules. Notons qu'à l'hétérogénéité des dimensions de EG compris dans les différents types d'échantillons, s'ajoutent la diversité lithologique présente au sein de chaque horizon (cf. Figure 11) ainsi que le degré d'altération propre à chaque EG.

5.2.2. Masse volumique apparente

La Figure 21 représente les masses volumiques apparentes moyennes (ρ_a) des kopecky de 100 cm³ (3 répliques par horizon) et les moyennes des masses volumiques apparentes par horizon des agrégats collectés par A. Doat, en fonction de la profondeur, pour chaque site.

La masse volumique apparente des échantillons d'agrégats et de kopecky augmente avec la profondeur (cf. Figure 21). En surface, les horizons organiques présentent une ρ_a plus faible, tandis que les horizons plus profonds, principalement minéraux, montrent des valeurs de ρ_a plus élevées. Ces observations sont en accord avec les données de Novák & Hlaváčiková (2019), qui indiquent une ρ_a allant de 0,6 g/cm³ pour les sols organiques à des valeurs supérieures à 1,8 g/cm³ pour les sols minéraux. La présence d'éléments grossiers (EG) dans les horizons profonds, avec une ρ_a variant entre 2 et 3 g/cm³ selon leur nature lithologique (cf. Figure 11), contribue à augmenter la ρ_a totale du sol (incluant EG et terre fine). De plus, au sein d'un même horizon, les valeurs de ρ_a peuvent être relativement homogènes (comme dans le dernier horizon de MEN) ou hétérogènes, comme observé dans tous les horizons de EPI et les premier et dernier horizons de HES. Dans ces cas, les échantillons avec la ρ_a la plus élevée sont généralement ceux contenant une proportion plus élevée d'EG en raison de ce qui a été décrit précédemment.

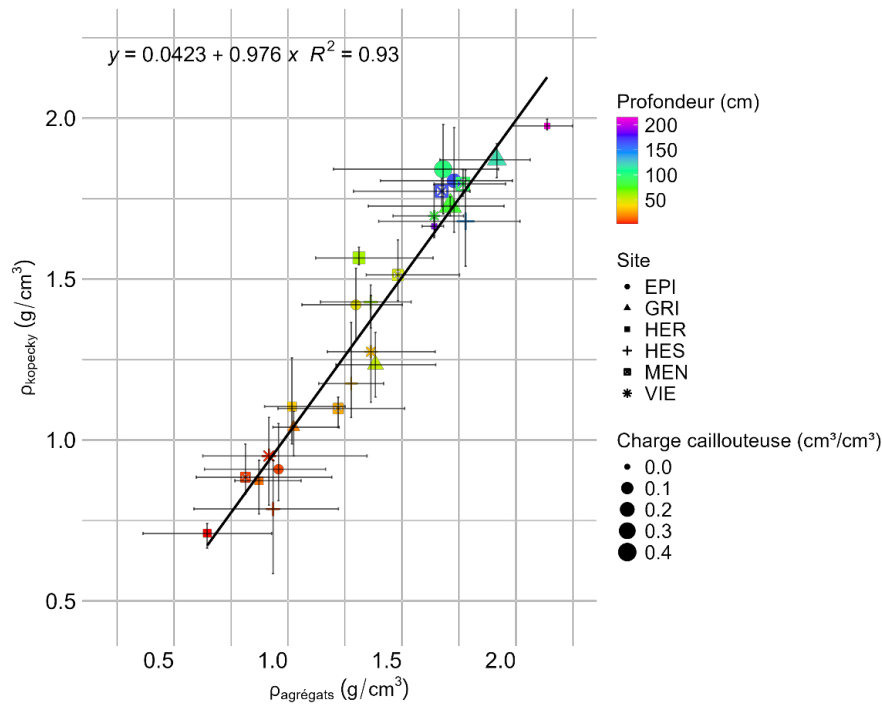


Figure 21: Moyenne et intervalle de valeurs des masses volumiques apparentes (g/cm^3) des échantillons kopecky (à la sortie de l'étuve après la méthode classique) et des agrégats en fonction de la profondeur des horizons étudiés. La droite noire est une droite de régression linéaire.

Selon le test statistique de Kruskal-Wallis (cf. Section 4.8), les masses volumiques apparentes sont significativement identiques entre les deux types d'échantillons (cf. Tableau 17 dans l'Annexe 3). La valeur de 0,93 du coefficient de détermination (R^2) le confirme (cf. Figure 21). Des exceptions sont néanmoins observées pour les horizons superficiels de HES et VIE ainsi que MEN à la profondeur de 215 cm. En effet, la différence de ρ_a entre les deux types d'échantillons au sein d'un horizon se marque particulièrement pour l'horizon le plus profond de MEN où la ρ_a des agrégats est supérieure à celles de kopecky. La valeur de ρ_a des agrégats de cet horizon (particulièrement limoneux, cf. Figure 9) se rapproche de celle des EG de schiste qui avoisine $2,3 \text{ g/cm}^3$ dans le même horizon. Les agrégats ont pu être prélevés dans les zones de schistes peu altérés, tandis que les kopecky dont la collecte nécessite l'évitement des EG initialement présents dans l'horizon, ont pu être prélevés dans les zones de schistes plus altérés. Les EG plus altérés, présentant une porosité accrue, ont une ρ_a plus faible contrairement aux EG moins altérés. Cette hypothèse souligne la relation entre le degré d'altération et la ρ_a que Childs & Flint (1990) démontrent également.

Les valeurs proches de masses volumiques apparentes signifient que la porosité totale des deux types d'échantillons peut être considérée comme équivalente. Cependant, des auteurs tels que Ghezzehei (2012) et Blake & Hartge (1986) affirment que la masse volumique apparente des agrégats devrait être supérieure à celle des kopecky puisque les kopecky incluent en plus la macroporosité inter-agrégats. Le fait que cette tendance n'est pas observée dans la Figure 21 pourrait s'expliquer par l'hétérogénéité de nature lithologique et de masse volumique apparente des EG caractérisant les deux types d'échantillons (Tetegan et al., 2011). Pour mettre en évidence ce dernier point, la masse volumique apparente aurait dû être mesurée et comparée séparément pour la TF et les EG pour chacun des deux types d'échantillons. Toutefois, en ne connaissant pas le volume occupé par les EG dans les échantillons, il n'est pas possible de réaliser cette analyse (Page-Dumroese et al., 1999).

5.3. Conductivité hydraulique à saturation des kopecky

La conductivité hydraulique à saturation (K_s) des échantillons kopecky calculée via la loi de Darcy (cf. Equation 17) est affichée dans la Figure 22 sous forme logarithmique en fonction de la profondeur des horizons analysés.

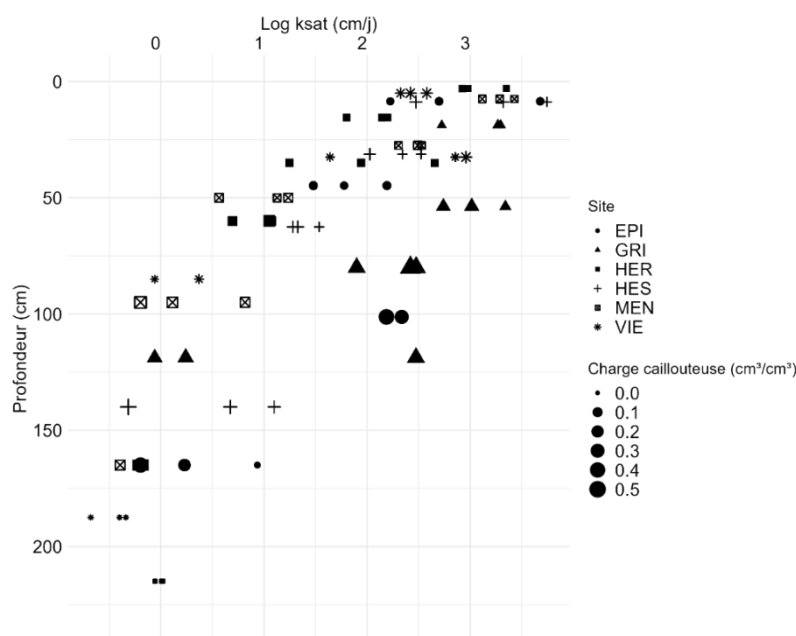


Figure 22: Logarithme de la conductivité hydraulique à saturation (initialement en cm/jour) de chaque échantillon kopecky en fonction de la profondeur des horizons analysés.

Les résultats obtenus rentrent dans la gamme de valeurs indiquée par Rosetta (USDA, consulté le 11/06/2024) pour la plupart des échantillons analysés. En profondeur, les valeurs très faibles n'ont pas été observées dans les horizons en profondeur.

Le K_s diminue généralement lorsque la profondeur augmente. Cela s'explique par la structure des horizons organiques qui présentent davantage de macropores par rapport aux horizons en profondeur avec des textures limoneuses et argileuses (Novák & Hlaváčiková, 2019). De plus, la Figure 22 indique que plus la charge caillouteuse augmente au sein d'un horizon, plus K_s diminue (par exemple dans les derniers horizons analysés de HES et EPI). Cela soutient l'hypothèse selon laquelle les EG réduisent la section transversale disponible pour l'écoulement de l'eau (Zhang & Ward, 2011 ; Ravina & Magier, 1984) plutôt qu'ils ne créent des pores lacunaires et des chemins préférentiels, comme l'ont proposé Fies et al. (2002) et Verbist et al. (2009).

Une grande hétérogénéité est observée entre les sites, pour des profondeurs similaires (par exemple : autour de 50 cm et 1 m de profondeur). Par ailleurs, au sein d'un horizon, les valeurs de K_s peuvent être très variables d'un échantillon de sol à l'autre. Cette hétérogénéité peut résulter de variations de texture ou de structure induites par l'anisotropie des sols, laquelle peut être influencée par l'activité des organismes vivants du sol, la présence des racines, la CC, ou encore la distribution des EG au sein de l'échantillon (Novák & Hlaváčiková, 2019). En effet, lorsqu'un organisme vivant ou des racines créent un chemin préférentiel, le K_s augmente (Jarvis, 2007). Cela est illustré par l'échantillon HES_H1_138, qui présente la valeur du K_s la plus élevée dans la Figure 22 et un contenu racinaire élevé de 4,46 g. Ce résultat peut indiquer une grande densité de racines et une activité biologique importante. En effet, la décomposition des racines et l'activité des organismes proches de celles-ci peuvent créer des macropores, augmentant ainsi K_s (Jarvis, 2007).

Une analyse approfondie visant à évaluer l'influence de la charge caillouteuse et du contenu en racines des échantillons sur la conductivité hydraulique, non seulement en condition de saturation mais également lors de l'assèchement, constituerait une perspective intéressante pour de futures recherches. À cette fin, les courbes de conductivité hydraulique obtenues à partir des mesures réalisées avec le système HYPROP et analysées via le logiciel LABROS SoilView-Analysis à partir kopecky utilisés dans ce travail pourraient être mobilisées.

5.4. Courbes de rétention

Les teneurs en eau volumiques (θ) obtenues avec les kopecky par les méthodes classique et HYPROP ainsi que les moyennes des θ des agrégats sont représentées dans la Figure 23. Les variances des mesures réalisées sur les agrégats à chaque pF par horizon ainsi que le nombre d'agrégats utilisés sont présentés dans l'Annexe 4. Concernant la méthode classique, les résultats aberrants en termes de teneur en eau volumique concernent uniquement l'échantillon EPI_H4_Ka_167 au pF 3 qui affichait une θ plus élevée que celle à des suctions plus faibles. Cette mesure est ignorée par la suite.

Tout d'abord, lorsque la profondeur augmente (de H1 à H6), les teneurs en eau initiales (i.e. à saturation, θ_s) ainsi que la différence entre les θ_s et θ_r (teneurs en eau volumiques résiduelles) sont de plus en plus faibles. Cela est dû à l'augmentation de la masse volumique apparente avec la profondeur (cf. Section 5.2.2.). En effet, une hausse de la ρ_a indique une réduction de la porosité totale selon l'Equation 2, l'eau est alors davantage retenue dans les micropores du sol (Tuller et al., 1999). Par conséquent, un sol avec une ρ_a élevée présente généralement des valeurs de θ plus faibles (Bruand et al., 1996), tout en retenant l'eau fermement comme le montrent les courbes de rétentions avec une pente faible dans les derniers horizons échantillonnés de tous les sites.

La Figure 23 montre également pour chaque site :

- Les différences en termes de θ entre les mesures réalisées sur kopecky par rapport à celles réalisées sur agrégats causées par les caractéristiques intrinsèques des échantillons discutées dans la Section 0. La Section 0 porte sur l'analyse de la comparaison des mesures de teneurs en eau des kopecky et agrégats ;
- Les différences entre les répliques du même horizon pour chaque méthode de mesures, causées par les caractéristiques intrinsèques des échantillons, discutées dans la Section 5.6.2 portant sur l'analyse de la consistance intra-méthode ;
- Les différences observées entre les méthodes de mesure pour un même potentiel matriciel causées par la séquence de manipulations et par la différence des méthodes de mesure discutées dans la Section 5.6.3 portant sur l'analyse de la consistance inter-méthode.

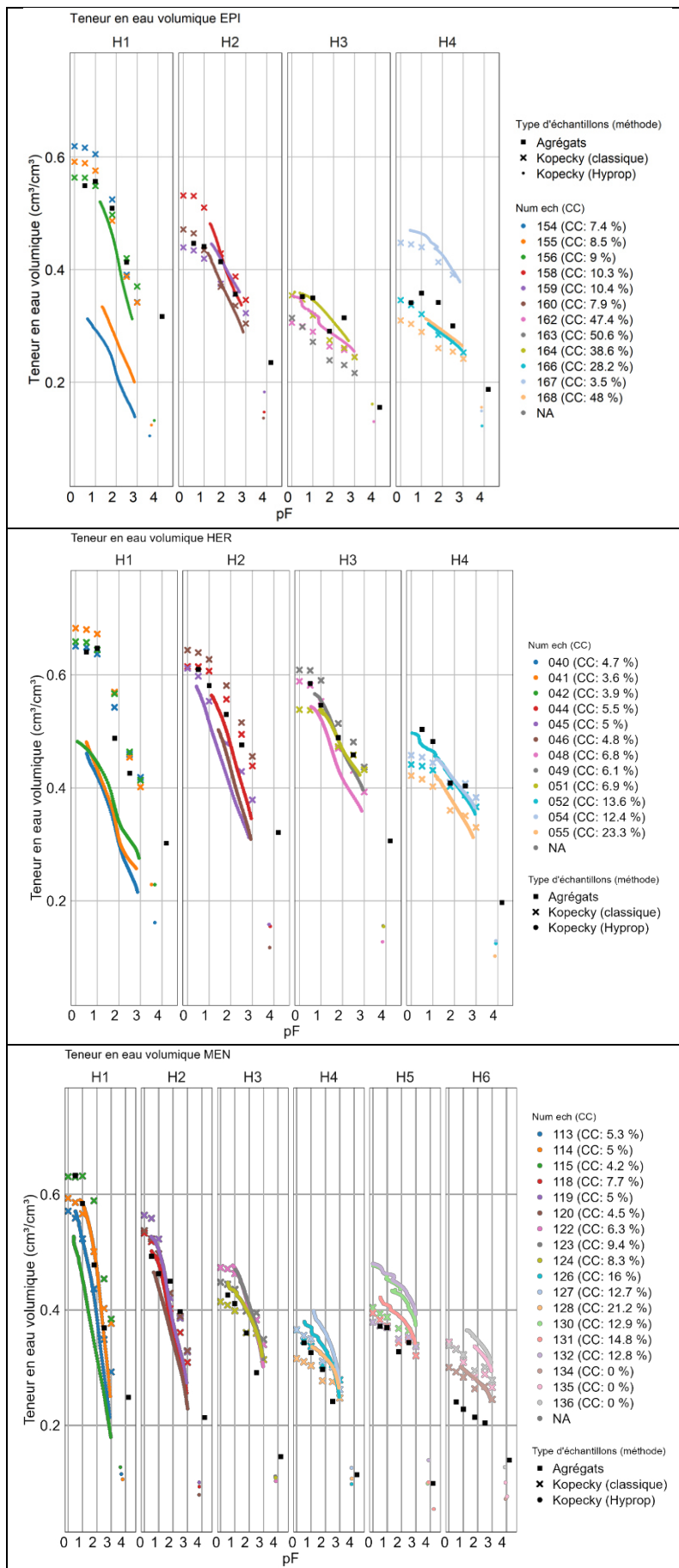
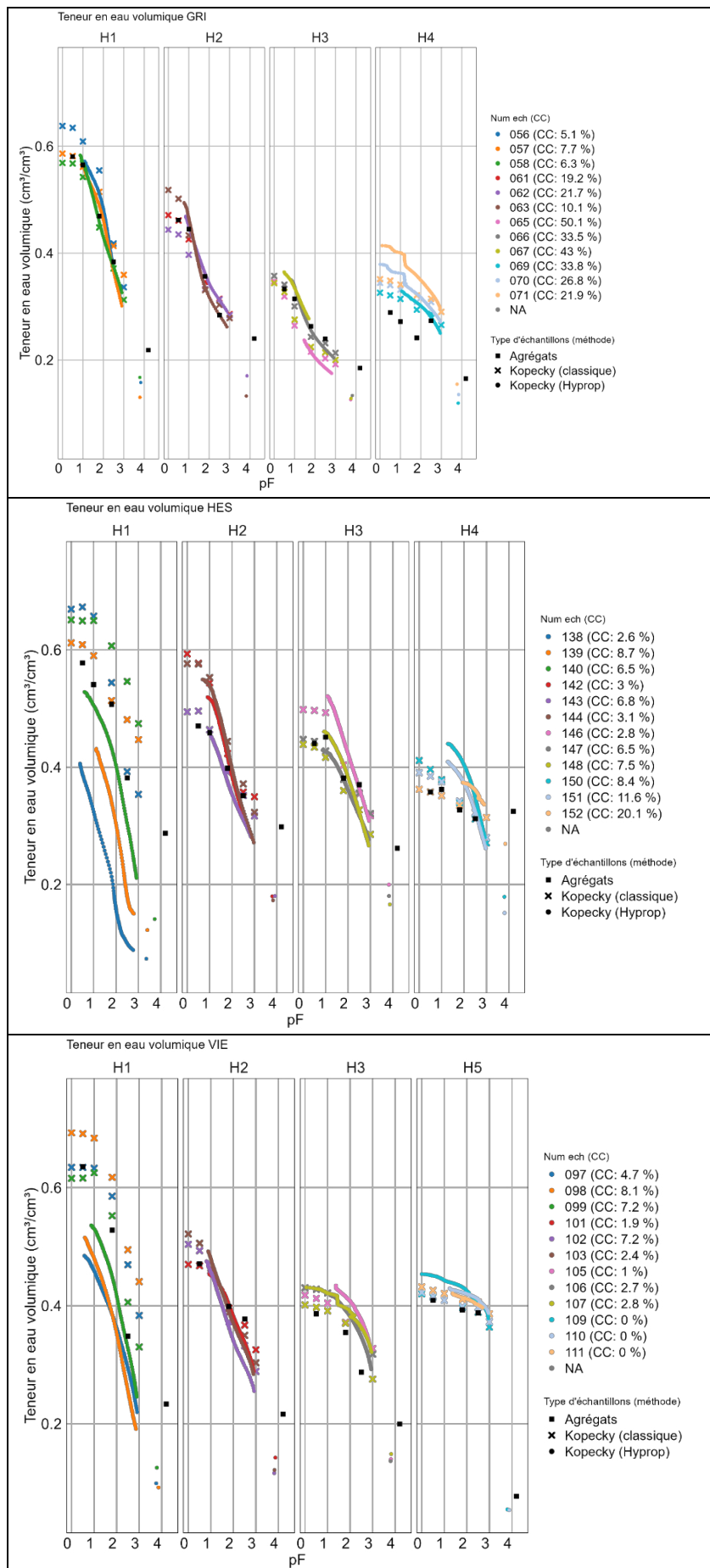


Figure 23: a. Teneur en eau volumique mesurée sur les kopecky 100 cm³ par la méthode classique (croix) et la méthode HYPROP (points) ainsi que sur les agrégats (par A. Doat avec la méthode classique). Les teneurs en eau volumiques des 3 répliques kopecky ainsi que la moyenne des agrégats d'un même horizon sont affichées par horizon et pour les sites EPI, HER et MEN. La charge caillouteuse mesurée pour chaque échantillon kopecky est précisée à côté du numéro attribué.



5.5. Comparaison des mesures de teneurs en eau volumiques entre agrégats et kopecky

Les mesures de θ réalisées sur les échantillons kopecky avec la méthode classique sont comparées à celles effectuées sur les agrégats, étant donné que les mêmes appareils de mesure ont été utilisés. La Figure 23 montre que les valeurs de θ des agrégats sont généralement plus proches des résultats obtenus par la méthode classique que de ceux obtenus avec la méthode HYPROP.

Une façon de procéder à la comparaison consiste à calculer les différences relatives entre les teneurs en eau moyennes des 3 répliques kopecky et les teneurs en eau moyenne des agrégats. Ces différences s'expriment en pourcent. En outre, la Section 5.2.1 montre que la variabilité de la charge caillouteuse est significative au sein d'un même horizon et d'un même type d'échantillon (cf. Figure 20). Pour s'affranchir de ce paramètre dans la discussion, la comparaison des échantillons kopecky et agrégats présentant une CC équivalente a été réalisée (cf. Figure 20). Un filtre a été construit en sélectionnant, pour chaque échantillon kopecky, les agrégats du même horizon présentant une CC équivalente avec une marge de $\pm 10\%$ de différence relative.

La Figure 24 illustre la différence relative des teneurs en eau volumiques moyennes aux différents pF entre les deux types d'échantillons, en comparant les résultats obtenus avec l'application du filtre « CC équivalente » et ceux obtenus sans filtre (« Tous » les échantillons). La Figure 24 indique qu'il n'y a pas une différence de tendance marquée entre les différences de teneurs en eau moyennes avec et sans filtre vu les masses volumiques apparentes proches entre les deux types d'échantillons. Il convient de noter que certaines valeurs de θ pour des pF spécifiques et des horizons particuliers, tel que l'horizon EPI à une profondeur de 101 cm aux pF 0,5, 1, et 2,5, sont absentes du graphique avec le filtre « CC équivalente ». Ces valeurs sont associées à des échantillons dont la CC ne remplit pas les critères du filtre.

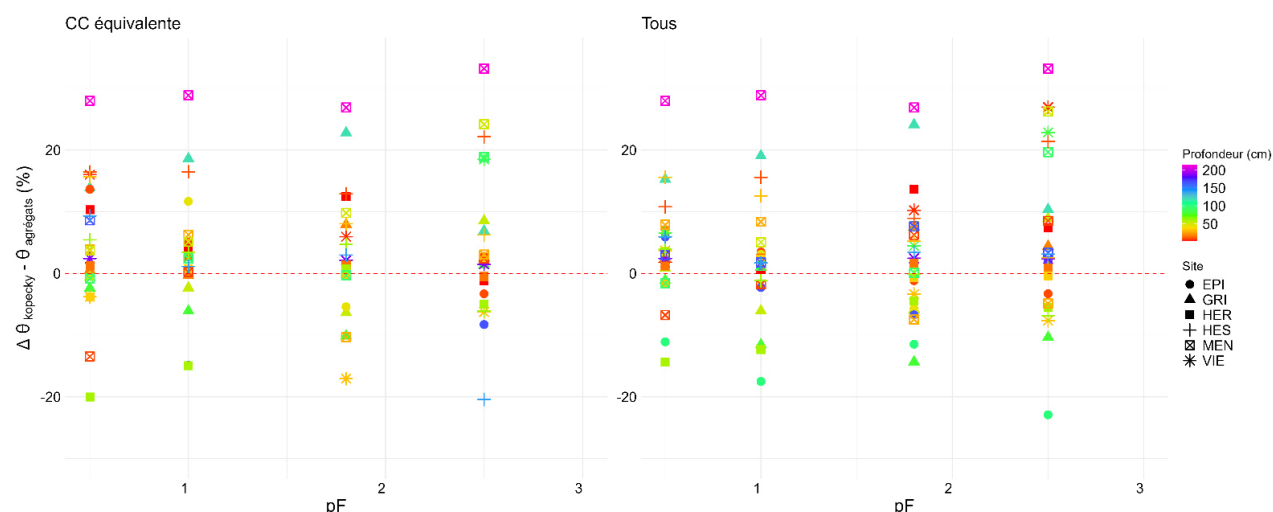


Figure 24: Différence de teneur en eau volumique relative entre les mesures réalisées sur les deux types d'échantillons (%). A gauche, le filtre pour sélectionner des échantillons avec une charge caillouteuse volumique (CC) dans les deux types. A droite tous les échantillons sont pris en compte.

Etant donné la présence de macroporosité des inter-agrégats contenue dans les kopecky, la θ mesurée sur ceux-ci devrait être supérieure à celle mesurée sur les agrégats, au vu de l'importante influence de la porosité structurale dans les faibles pF (Ghezzehei, 2012). Cela est vérifié via le nombre élevé d'horizons pour lesquels il y a une différence positive sur la Figure 24. Ce phénomène est particulièrement marqué pour l'horizon le plus profond de MEN qui présente une ρ_a plus élevée dans les agrégats que dans les kopecky ce qui mène à une θ plus faible mesurée dans les agrégats (surtout proche de la saturation). En outre, cet horizon contient du schiste altéré (cf. Annexe 1).

Cette lithologie pouvant être très poreuse en fonction de son degré d'altération, introduit une hétérogénéité dans la rétention d'eau des deux types d'échantillons (Tetegan et al., 2011), malgré une CC équivalente.

L'écart entre les teneurs en eau des deux types d'échantillons devrait se réduire à mesure que le potentiel matriciel appliqué augmente, puisque la rétention d'eau est alors davantage influencée par la porosité texturale (King et al., 2003 ; Czachor et al., 2020). Dans les résultats obtenus, la dispersion des moyennes de θ reste néanmoins non-négligeable aux pF 1,8 et 2,5. Cela peut s'expliquer par un nombre de micropores élevé au sein de la porosité totale au sein des agrégats par rapport aux kopecky ou par une nature lithologique qui varie d'un échantillon à l'autre influençant la rétention d'eau notamment à des pF intermédiaires (Cousin et al., 2003). De plus, une différence technique pendant les mesures en laboratoire peut également contribuer aux écarts observés. En effet, les agrégats ont été placés sur une couche de kaolinite, épousant la base des échantillons, tandis que les kopecky ont directement été en contact avec le médium poreux dans le bac à sable et la casserole à basse pression pour les agrégats. Cette différence de technique pourrait entraîner un risque plus élevé de perte de contact du sol pour les kopecky avec la plaque poreuse, ce qui pourrait conduire à une rétention d'eau excessive pour une pression appliquée équivalente (Gee et al., 2002).

Intéressons-nous uniquement aux échantillons avec une CC équivalente pour les deux types d'échantillons (cf. Figure 24). Les différences de θ peuvent s'expliquer par la différence de ρ_a entre les deux types d'échantillons provenant du même horizon bien que ces différences soient faibles, selon la valeur de 0,93 du coefficient de détermination (R^2) de la régression linéaire tracée sur la Figure 21. Les horizons pour lesquels les kopecky présentent une ρ_a plus élevée (cf. Figure 21), affichent une θ plus faible sur la Figure 24 et inversement (Bruand et al., 1996). Le premier horizon de EPI illustre ce cas en présentant une masse volumique apparente moyenne élevée pour les agrégats, ce qui implique que sa θ moyenne mesurée sur les agrégats aux différents pF est inférieure à celle mesurée sur les kopecky. Au-delà d'une différence de ρ_a , ces écarts de θ peuvent s'expliquer par une différence de propriétés chimiques du sol telles qu'une différence de teneur en carbone organique qui apporte une hydrophobie comme c'est le cas pour les horizons superficiels de EPI et VIE (Bisdorf et al., 1993 ; Schwärzel et al., 2002 ; Silva et al., 2012). En outre, la pluralité des expérimentateurs et l'étalement sur plusieurs années des mesures peuvent également contribuer à créer ces écarts de θ .

Pour tous les échantillons confondus (cf. Figure 24), s'ajoute la charge caillouteuse aux variables explicatives citées précédemment pour expliquer la différence de θ moyennes entre les deux types d'échantillons. Par exemple, l'horizon à une profondeur moyenne de 101 cm du site EPI présente une CC plus élevée pour les kopecky par rapport aux agrégats, privant ainsi de volume de sol capable de retenir de l'eau (Parajuli et al., 2017). La θ des agrégats mesurée est alors supérieure à celle des kopecky.

5.6. Comparaison des méthodes de mesures de teneur en eau volumique sur kopecky

5.6.1. Effet du séchage à l'étuve des kopecky

5.6.1.1. *Changement de volume des kopecky*

Afin d'évaluer si les résultats des méthodes classique et HYPROP peuvent être comparés, il est essentiel de déterminer si la séquence de manipulations (cf. Figure 12) a affecté les propriétés hydrauliques et porales des kopecky (non perturbés de 100 cm³). Le passage par l'étuve (i.e. séchage à 105°C) et les manipulations des échantillons entre la casserole à basse pression (BP) de la méthode classique et HYPROP peuvent d'une part changer le volume de l'échantillon, et d'autre part,

provoquer une perte de masse. En effet, des changements de volume sont observés à deux étapes distinctes : l'une se situe après le passage à l'étuve à l'issue du dernier point en casserole BP, avant l'installation des échantillons dans le système HYPROP (volume standard de 99 cm³) ; l'autre à la suite du passage à l'étuve après la mesure sur HYPROP. Le Tableau 9 présente les volumes des échantillons pour lesquels il a été nécessaire d'apporter une correction (cf. Equation 13, Section 4.3.2). Toutefois, la précision des volumes est limitée car leur estimation est basée sur une observation visuelle (cf. Photos dans le Tableau 19 en Annexe 5).

Tableau 9: Volumes des échantillons kopecky (100 cm³) estimés, lorsque modifiés par rapport aux volumes standards imposés par la mesure dans le système HYPROP (99 cm³). Les changements de volume se produisent avant la mise dans le système de mesure HYPROP et/ou après le passage à l'étuve (105°C pendant 48h).

Nom de l'échantillon	Volume (cm ³) Après premier séchage (fin de la méthode classique)	Volume (cm ³) Après second séchage (fin de la méthode HYPROP)
EPI_H1_Ka_154	99	83,6
EPI_H1_Ka_155	99	78,4
EPI_H4_Ka_166	105	99
HER_H1_Ka_040	91,2	91,2
HER_H1_Ka_041	87,2	87,2
HER_H1_Ka_042	91,2	91,2
HER_H2_Ka_044	99	98,1
HER_H4_Ka_54	105	99
HES_H1_Ka_138	99	89,5
HES_H1_Ka_139	91,3	91,3
HES_H1_Ka_140	99	87,5
MEN_H1_Ka_115	96	80,4
VIE_H1_Ka_097	99	87,5
VIE_H1_Ka_098	99	91,3

5.6.1.2. Pertes de poids sec des kopecky

Suite aux deux passages à l'étuve et aux différentes manipulations, une perte de poids secs est inévitable (Cousin et al., 2022). Par ailleurs, la méthode HYPROP requiert l'insertion des deux tensiomètres occupant un volume total de 1 cm³. Une perte de masse due à leur insertion devrait correspondre à la masse volumique apparente multipliée par 1 cm³.

En calculant la différence de poids sec entre la fin de chaque méthode, rapportée au poids sec initial, et en faisant la moyenne des trois répliques par horizon, la perte de poids observée est plus importante pour les horizons organiques : elle varie de 1,6 % pour MEN_H1 à 4 % pour HER_H1 (cf. Tableau 9). De plus, certains horizons plus profonds présentent également une perte de poids sec notable, comme GRI_H2, avec une perte moyenne de 3 %.

Une perte de matière sèche ainsi qu'un changement de volume peuvent provoquer une erreur de ρ_a . Les résultats pour tous les horizons sont présentés dans le Tableau 20 dans l'Annexe 5. La ρ_a à la fin de la méthode HYPROP diminue en moyenne pour les échantillons des horizons en profondeur. Toutefois, elle augmente fortement entre la méthode classique et la méthode HYPROP pour les horizons organiques de tous les sites sauf GRI (cf. Tableau 10). Cela signifie que ces échantillons ont perdu une partie de leur porosité en raison d'une densité accrue.

Tableau 10: Pertes de poids secs (g) et changements de masse volumique apparente (g/cm^3) entre la fin des deux méthodes (par rapport au poids sec et masse volumique apparente à la fin de la méthode classique). Ces changements sont particulièrement importants pour les premiers horizons échantillonnés sur tous les sites sélectionnés.

Site	Horizon	% pertes de poids secs (classique – HYPROP)	% Changement de masse volumique apparente (classique – HYPROP)
EPI	H1	2,12 ($\pm 0,14$)	-13,6 ($\pm 10,7$)
GRI	H1	1,80 ($\pm 0,31$)	0,81 ($\pm 0,31$)
HER	H1	4,07 ($\pm 1,16$)	-6,77 ($\pm 0,99$)
HES	H1	2,92 ($\pm 0,71$)	-8,60 ($\pm 1,8$)
MEN	H1	1,59 (± 1)	-6,95 ($\pm 9,75$)
VIE	H1	2,52 ($\pm 0,26$)	-5,57 ($\pm 5,64$)

Pour distinguer les pertes de matière liées aux manipulations de celles liées aux tensiomètres, la différence de poids secs pour chaque méthode est montrée en fonction de la ρ_a de chaque échantillon à la Figure 25.

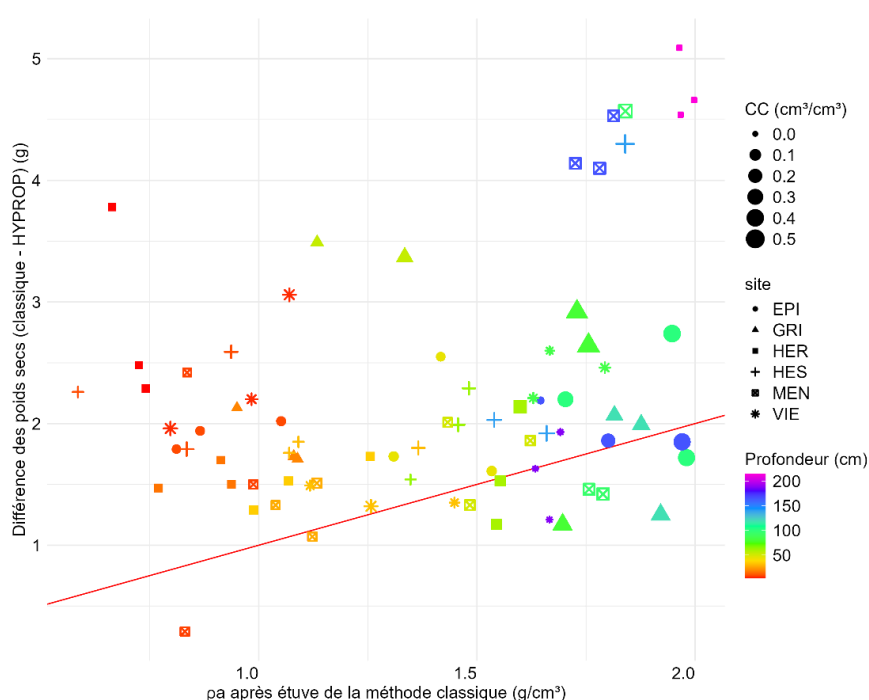


Figure 25: Différence des poids secs après la casserole BP (fin de la méthode classique) et après la mesure sur HYPROP (g) en fonction de la masse volumique apparente (ρ_a , g/cm^3) estimée à la sortie de la méthode classique. La droite rouge est une droite $y=x$.

La droite rouge représente les cas où la différence de poids secs entre méthodes est strictement égale à la ρ_a , c'est-à-dire les cas où la différence de pertes est uniquement due à l'insertion des tensiomètres pour HYPROP. Les échantillons au-dessus de la droite rouge ont perdu de la matière à cause de la séquence de manipulations en plus de cette perte imposée par l'insertion des tensiomètres. Par ailleurs, les échantillons situés en-dessous de la droite indiquent une grande hétérogénéité intrinsèque de ρ_a . Pour ces derniers, le prélèvement de sol par le foret de HYPROP a impliqué une perte nette de matière sèche inférieure à celle calculée à partir de la ρ_a moyenne car il a été réalisé dans une zone peu dense de l'échantillon, les EG restant en place.

Pour une majorité des échantillons, les pertes causées par la séquence de manipulations sont significatives par rapport aux pertes liées à l'insertion des tensiomètres. Les échantillons issus des horizons superficiels montrent particulièrement une perte de poids secs élevée entre la fin des deux méthodes. Cette perte est corrélée à la teneur en carbone organique, qui est plus haute pour ces horizons (cf. Figure 26). En effet, O'Kelly et al. (2005) ont montré qu'à partir d'une température de séchage de 80 à 90°C pendant 24h, une légère carbonisation et oxydation de la matière organique (libérant des gaz volatiles) peuvent se produire³. Ils précisent également que la température de séchage peut altérer certains matériaux inorganiques tels que l'hallowayite, le mica, la montmorillonite et le gypse. Toutefois, comme les échantillons étudiés n'en contiennent *a priori* pas, uniquement la terre fine subit les effets du séchage. Cela explique ainsi la perte de matière et la rétraction des échantillons sur eux-mêmes (i.e. shrinkage) et donc finalement une déstructuration. Par conséquent, l'augmentation de la ρ_a est expliquée par une température et une durée toutes deux trop élevées dans l'étuve.

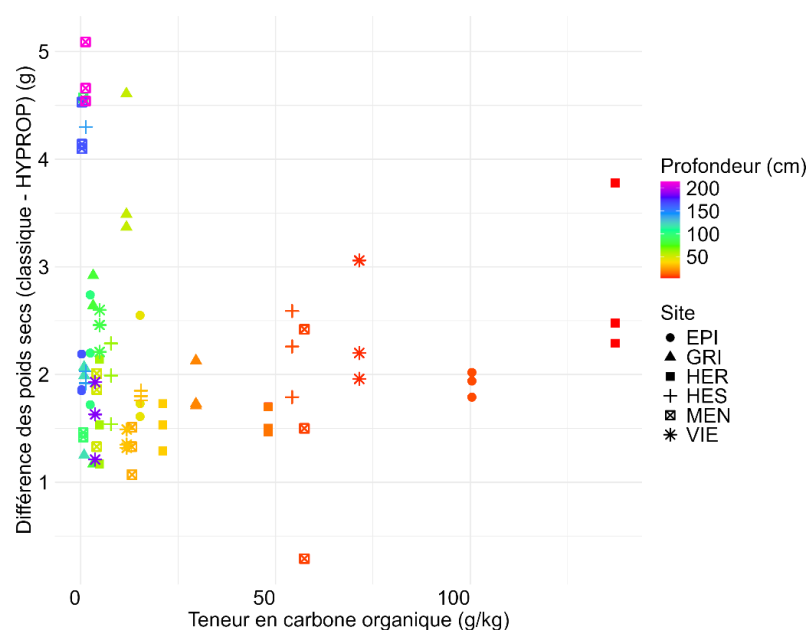


Figure 26: Différence des poids secs entre la méthode classique et la méthode HYPROP (g) en fonction de la teneur en carbone organique (g/kg) estimée à la sortie de la méthode classique.

Concernant les échantillons présentant une faible teneur en carbone organique et une perte de poids élevée, cette dernière est causée par leur poids sec initial plus élevé dû à leur masse volumique apparente relativement plus grande. A ce stade, il n'y a pas d'explication pour ces pertes hormis le facteur « humain » pendant les diverses manipulations (pesées et transition d'un système de mesure à un autre).

5.6.1.3. Impact sur la rétention d'eau

Une diminution du poids sec des échantillons réduit la quantité de terre fine pouvant retenir l'eau. Pour évaluer si la capacité de rétention a été altérée suite au passage à l'étuve, les teneurs en eau à saturation (θ_s) à l'entrée du bac à sable (au début de la méthode classique) et celles calculées automatiquement par le logiciel LABROS Soilview-Analysis (cf. Equation 16, méthode HYPROP) sont comparées dans la Figure 27. Sur cette Figure, les échantillons qui présentent des θ_s significativement différentes (éloignées de la droite rouge) sont aussi les échantillons qui ont subi

³ O'Kelly et al. (2013) conseillent toutefois un protocole standard pour le séchage à l'étuve avec une température de 105 à 110°C pour des échantillons composés de matières organiques et minérales.

un changement de masse volumique apparente suite à une perte conséquente de matière et/ou une diminution de volume (cf. Tableau 10).

Les échantillons concernés sont :

- EPI_H1_Ka_154
- EPI_H1_Ka_155
- HER_H1_Ka_040
- HER_H1_Ka_041
- HER_H1_Ka_042
- HES_H1_Ka_138
- MEN_H1_Ka_115
- VIE_H1_Ka_097
- VIE_H1_Ka_098

Ces échantillons, tous positionnés dans les horizons organiques, ont subi une rétraction, entraînant une plus grande densité de matière organique (cf. Tableau 10). Initialement, pour des échantillons frais, plus la teneur en carbone organique d'un sol est élevée, plus la rétention d'eau à saturation est importante, notamment dans les sols argileux et sableux (Rawls et al., 2003). Cependant, cette capacité de rétention peut diminuer après des cycles répétés de séchage et de réhumidification, en partie à cause de la dégradation de la matière organique et de la perturbation de la structure du sol (Bisdorn et al., 1993). L'augmentation de la masse volumique apparente implique une diminution du nombre de macropores tandis que la microporosité occupe une fraction plus importante dans le volume poral. Cela peut mener à une réduction de la porosité totale et ainsi à la réduction de la teneur en eau initiale (Chen, 2020). Cet effet est particulièrement marqué pour les échantillons EPI_H1_Ka_154, EPI_H1_Ka_155 et HES_H1_Ka_138 pour lesquels la masse volumique apparente a fortement augmenté (cf. Figure 27). Ajoutée à cela, l'hydrophobicité de la matière organique (Bisdorn et al., 1993 ; Schwärzel et al., 2002 ; Silva et al., 2012) entraîne une diminution de la capacité de rétention des échantillons lorsqu'ils sont soumis à la méthode HYPROP, en raison du séchage en étuve. Il faut en tenir compte lors de la comparaison des résultats des deux méthodes.

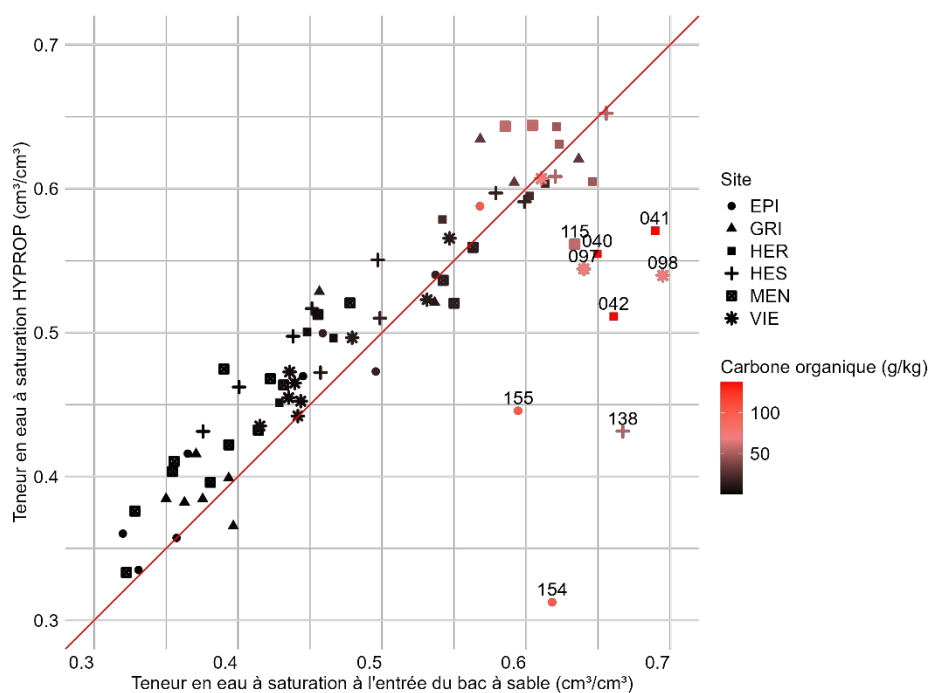


Figure 27: Comparaison des teneurs en eau volumique à saturation de la méthode classique (à l'entrée du bac à sable) et estimées par le système HYPROP (cm³/cm³). La droite rouge est une droite $y=x$.

5.6.2. Consistance intra-méthode

Il est pertinent d'évaluer la qualité de la mesure au sein de chaque méthode en comparant les résultats obtenus pour les trois répliques de chaque horizon. Les teneurs volumiques de tous les répliques ont été présentées à la Figure 23. L'écart entre la teneur en eau volumique de chaque réplique et la teneur en eau volumique de la moyenne de son horizon est calculé pour chaque potentiel matriciel (pF).

5.6.2.1. Méthode classique

La Figure 28 reprend, pour la méthode classique, les écarts calculés pour tous les sites et tous les horizons (représentés par des boîtes à moustache, cf. Section 4.8).

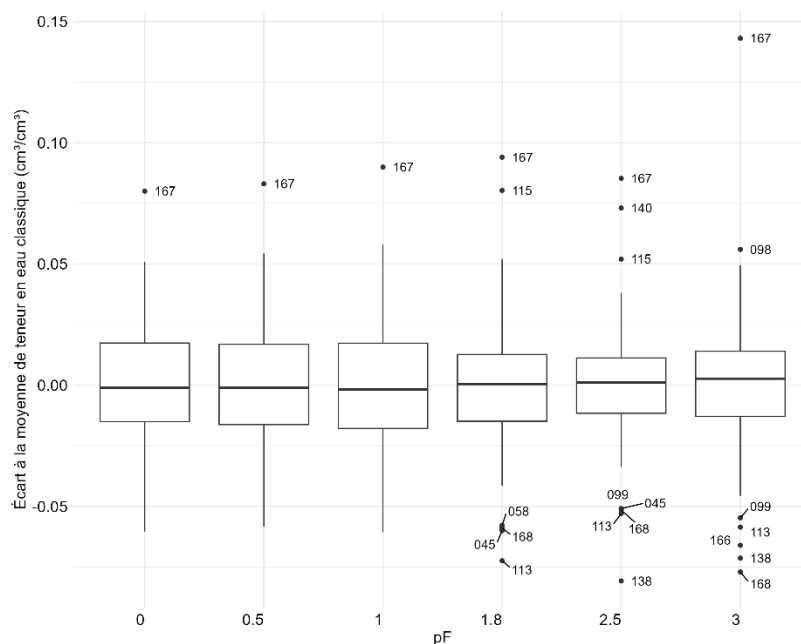


Figure 28: Boîtes à moustache représentant l'écart entre la teneur en eau volumique mesurée par la méthode classique pour chaque échantillon par rapport à la moyenne de l'horizon (3 répliques) pour chaque palier de pF, pour tous les horizons et tous les sites. Les numéros affichés sont ceux des échantillons déviants.

La Figure 28 montre que les tailles des boîtes à moustache restent du même ordre de grandeur pour tous les pF, avec une légère réduction pour les pF plus élevés due à la valeur absolue des teneurs en eau volumiques qui se réduisent.

Les répliques déviants repris à la Figure 28 proviennent en grande partie des horizons superficiels (i.e. organiques) des sites HER, HES, MEN, VIE, ainsi que du plus profond horizon étudié à EPI (n°167). Autour de la capacité au champ (pF compris entre 1,8 et 2,5), les échantillons déviants par rapport à la moyenne de leur horizon sont plus nombreux. Cela peut être expliqué par une différence marquée en termes de charge caillouteuse (Parajuli et al., 2017), de porosité ou de teneur en carbone organique des horizons organiques (Rawls et al., 2003).

Par exemple, les échantillons EPI_H4_Ka_167 et MEN_H1_Ka_115 présentent une charge caillouteuse plus faible par rapport aux répliques de leur horizon respectif, ce qui entraîne une teneur en eau volumique plus élevée. À l'inverse, les échantillons EPI_H4_Ka_168 et MEN_H1_Ka_113 montrent une charge caillouteuse élevée pour leur horizon, réduisant ainsi le volume de terre fine capable de retenir l'eau (Algayer et al., 2020).

Par ailleurs, les horizons superficiels des sites HES et VIE (respectivement n° 138, 140 ainsi que n°099, 098) présentent une relativement grande variabilité en termes de masse volumique apparente et donc de porosité ce qui explique une grande variabilité des propriétés de rétention (Bruand et al.,

1996). En outre, Rawls et al. (2003) ont souligné que la rétention en eau des sols était particulièrement influencée par la teneur en carbone organique vers la capacité au champ. Ils ont également montré que la rétention d'eau dans les sols à texture grossière était beaucoup plus sensible aux changements de carbone organique que les sols à texture fine.

Cependant, pour les échantillons HER_H2_Ka_045 et GRI_H1_Ka_058, les écarts observés peuvent vraisemblablement être attribués à des erreurs lors de la manipulation ou à une teneur en carbone organique différente de celle de leurs deux autres répliques respectifs. Leur faible charge caillouteuse ne permet pas d'expliquer leur déviance. Pour distinguer la cause d'erreur de manipulation d'une variation de la teneur en carbone organique, une seconde mesure utilisant la même méthode en reconstituant les échantillons à l'identique aurait été nécessaire avant de procéder à l'utilisation de la méthode HYPROP.

5.6.2.2. Méthode HYPROP

Pour la méthode HYPROP, les répliques déviantes sont présentées dans la Figure 29. Seules les teneurs en eau volumiques à saturation calculées par LABROS Soilview-Analysis (ici considérées au pF 0) et mesurées aux 1,8 et 2,5 sont traitées. En effet, ces potentiels matriciels correspondent à ceux utilisés pour la RUM. De plus, suite au traitement des données, il n'a pas été possible de conserver des mesures de teneur en eau pour tous les échantillons aux valeurs de pF inférieures (cf. Section 4.4.2.5).

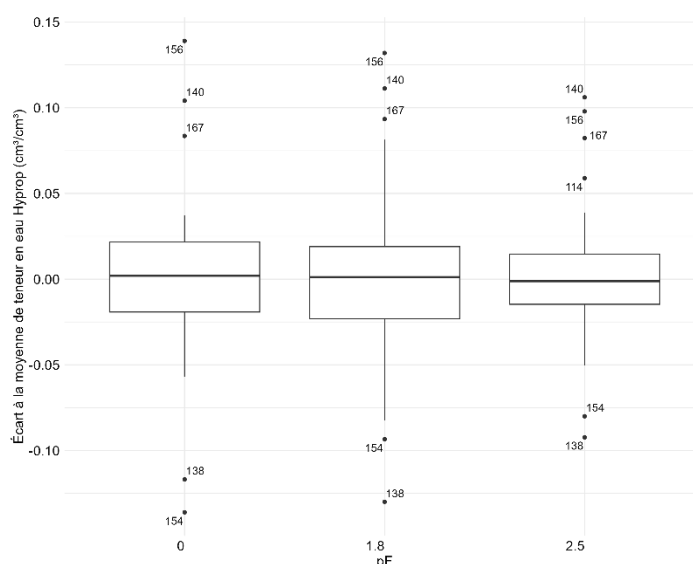


Figure 29: Boîtes à moustache représentant l'écart entre la teneur en eau volumique mesurée de chaque échantillon par rapport à celle de l'horizon (3 répliques) pour chaque palier de pF, pour la méthode HYPROP. Les numéros affichés sont ceux des échantillons déviant.

Les échantillons EPI_H1_Ka_156, EPI_H1_Ka_154, EPI_H4_Ka_167, HES_H1_Ka_138, HES_H1_Ka_140 et MEN_H1_Ka_114 présentent des écarts importants par rapport à la moyenne de l'horizon. Cela peut être causé par la déstructuration des échantillons du premier horizon de EPI, HES et MEN (cf. Section 5.6.1). L'échantillon EPI_H4_Ka_167, qui contient en outre une charge caillouteuse très différente des deux autres répliques de cet horizon, dévie significativement comme pour la méthode classique.

Les échantillons provenant de l'horizon organique des sites HES et MEN (respectivement n°138, 140 et n°113, 114, 115) présentent, dans les deux méthodes, des valeurs de teneurs en eau volumiques déviant fortement de la teneur en eau moyenne à ce pF pour leur horizon respectif. Cependant, ces écarts ne justifient pas leur exclusion en tant que valeurs aberrantes, car les teneurs en eau volumiques sont identiques via les deux méthodes de mesure au même pF (cf. Figure 23).

5.6.2.3. *Discussion commune aux méthodes classique et HYPROP*

Schindler et al. 2012 ont également observé une plus grande variabilité de teneurs en eau volumiques entre les différents réplicas des horizons pédologiques A (prélevés dans les 0-25cm) par rapport aux autres horizons situés plus en profondeur pour les deux méthodes. Toutefois, la variabilité est quasi-identique pour les deux méthodes, confirmant que les deux méthodes sont précises et adaptées pour ce type de mesure sur des échantillons kopecky non perturbés de 100 cm³ (Schindler et al. 2012).

Enfin, pour le pF 2,5 et dans chacune des méthodes, les teneurs en eau des réplicas par horizon présentent la plus petite dispersion centrale des données, bien que le nombre d'échantillons déviants soit non négligeable. Cela reflète une certaine homogénéité dans les propriétés mesurées pour ce potentiel matriciel de l'horizon par les deux méthodes de mesure.

5.6.3. Consistance inter-méthode

Toujours dans le but de comparer la méthode classique et la méthode HYPROP, les teneurs en eau volumiques (θ) obtenues par les deux méthodes et présentées à la Figure 23 sont comparées à des potentiels matriciels identiques. La comparaison est illustrée pour les pF 0, 1,8 et 2,5 dans la Figure 30.

Comme discuté dans la Section 5.6.1, les échantillons avec une importante teneur en carbone organique ont été déstructurés par le premier passage à l'étuve (après la méthode classique). Ils ont perdu une partie de leur porosité et présentent donc une teneur en eau volumique mesurée par le système HYPROP inférieure à celle mesurée par la méthode classique pour tous les potentiels matriciels (H1 de tous les sites sauf GRI, cf. Figure 30). Parmi les échantillons organiques, ceux qui se distinguent par une θ particulièrement faible avec la méthode HYPROP sont ceux qui ont subi un changement de masse volumique apparente après le séchage en étuve de la méthode classique (notamment les échantillons : EPI_H1_Ka_154, EPI_H1_Ka_155, HES_H1_Ka_138 et HES_H1_Ka_139).

Pour ces échantillons organiques, les écarts de teneurs en eau volumiques entre les deux méthodes augmentent de la teneur en eau à saturation (θ_s , à pF 0) vers la capacité au champ (pF de 1,8 et 2,5). Le nombre d'échantillons qui affichent une valeur θ éloignée entre les deux méthodes augmente avec la succion. Par exemple, au pF 2,5, pour une θ identique obtenue avec la méthode classique, les échantillons n° 154, 155 et 138 présentent des θ significativement différentes mesurées par la méthode HYPROP. Cela peut s'expliquer d'une part la diminution de la porosité des échantillons organiques après leur passage à l'étuve (Bruand et al., 2004). D'autre part, une éventuelle perte de contact entre la base des échantillons et le support poreux dans la méthode classique (Gee et al., 2002), couplée à une exposition accrue à l'évaporation des échantillons présentant une rétraction lorsque le pF augmente dans la méthode HYPROP, peut augmenter la différence de θ . Enfin, une dernière explication pourrait être une difficulté à resaturer les échantillons organiques après leur séchage à l'étuve.

Schindler et al. (2012) ont également observé une différence plus grande entre les résultats des deux méthodes pour des échantillons provenant des horizons A dans les 20 premiers centimètres d'un sol limoneux par rapport aux autres horizons analysés. Une forte structuration verticale de l'horizon A a été identifiée comme la cause principale de la grande variabilité observée dans les propriétés hydrauliques selon les auteurs. Notons qu'ils ont utilisé des échantillons distincts pour chaque méthode contrairement à ce qui a été réalisé dans ce travail.

Par ailleurs, les échantillons non-organiques présentent une θ légèrement plus élevée avec la méthode HYPROP comparée à la méthode classique à la saturation (i.e. pF 0) et au pF 1,8. Toutefois, un déplacement de cette tendance vers une répartition plus homogène des θ au-dessus et en-dessous de la droite d'équivalence s'observe au pF 2,5 (cf. Figure 30). Puisque ces tendances sont systématiques, les facteurs spécifiques aux échantillons (texture, structure, CC, teneur en carbone organique) ainsi que les erreurs dues aux expérimentateurs sont écartés pour les expliquer. Un doute demeure sur leur origine. Cela n'est probablement pas provoqué par le pré-sondage de l'aiguille à mèche créant une macroporosité qui peut influencer la rétention d'eau proche de la saturation mais pas à la capacité au champ selon la loi de Jurin (1717). Toutefois, un changement local de structure dû au passage de l'aiguille à mèche ou au déplacement des EG causé par ce-dernier peut survenir. Le déplacement des EG peut créer une compaction très localisée, y amener davantage de microporosité et donc de capacité de rétention d'eau à des pF approchant la capacité au champ. Cependant, un doute subsiste quant au fait que ce changement de structure soit significatif. Cela souligne l'intérêt d'étudier l'impact du protocole mis en place pour installer des échantillons caillouteux sur HYPROP.

D'autre part, cela peut être provoqué par la spécificité de l'instrument de mesure. En effet pour la méthode classique, le bac à sable pour les pF 0 et 1,8 et la casserole à basse pression pour le pF 2,5 ont été utilisés. La succion appliquée par la descente du réservoir externe au bac à sable simule une charge matricielle (i.e. de manière active) tandis que dans le système HYPROP, le potentiel matriciel est mesuré par la différence de pression entre les deux tensiomètres au centre de l'échantillon (i.e. de manière passive). La différence de méthode pour appliquer et mesurer le potentiel matriciel peut limiter la possibilité de comparer les teneurs en eau des deux méthodes à un pF identique, tel qu'effectivement ressenti par l'échantillon. Il peut y avoir un léger biais systématique sur la valeur de pF comparée, et donc sur la teneur en eau volumique attribuée à celui-ci. Les mesures suggèrent que le dispositif HYPROP détecterait un pF plus élevé pour un certain niveau d'humidité que le bac à sable, ce qui donnerait une teneur en eau volumique supérieure avec HYPROP pour ce pF.

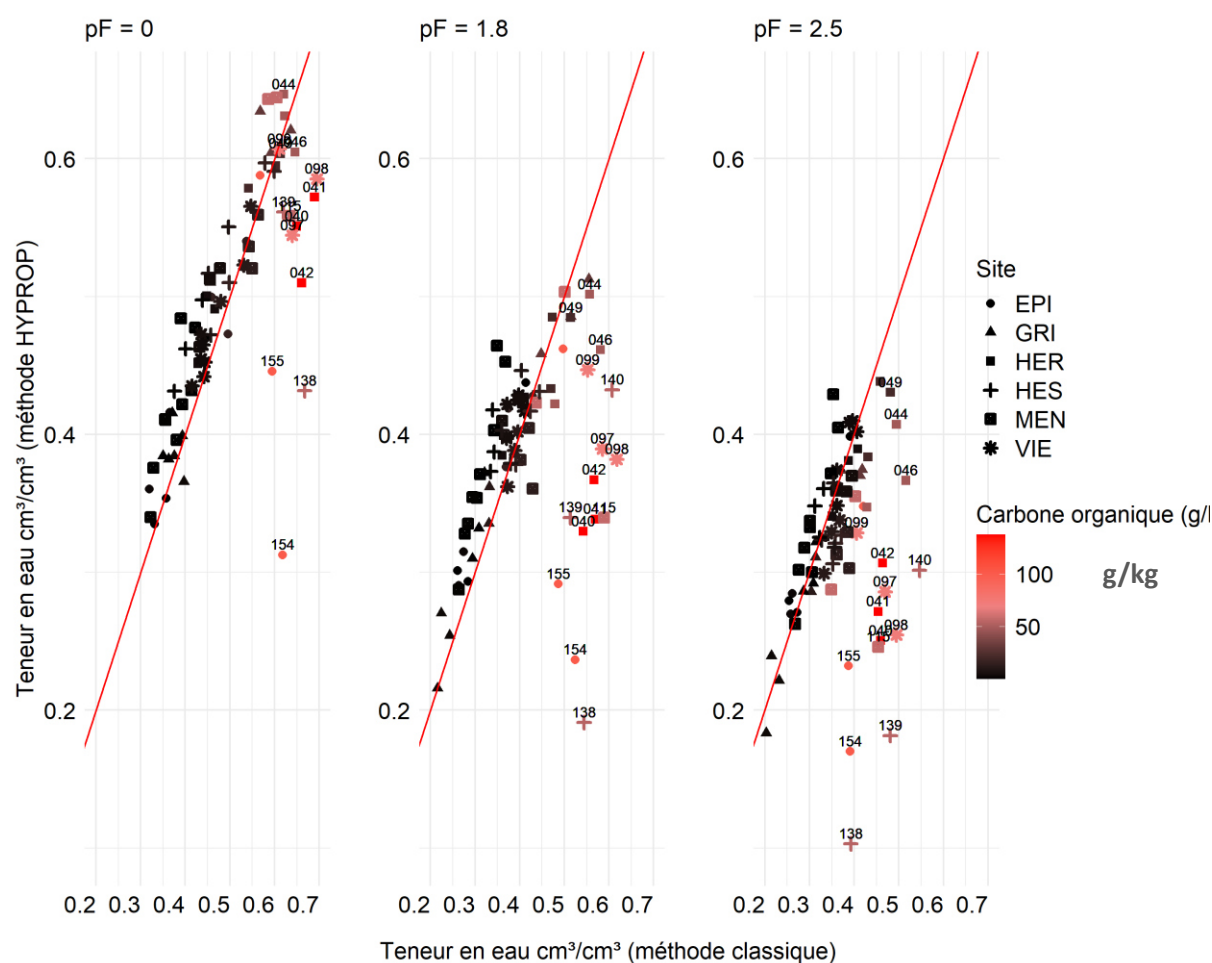


Figure 30: Comparaison des teneurs en eau volumique (cm^3/cm^3) des méthodes classique et HYPROP à 3 pF différents. Le gradient de couleur correspond au carbone organique (g/kg) et les différentes formes aux sites étudiés. La droite rouge est une droite $y=x$.

Une dernière évaluation consiste à comparer les deux méthodes en comptant le nombre d'échantillons pour lesquels les θ mesurées par chacune présentent une différence de moins de 5 % par rapport à la moyenne des θ des deux méthodes pour chaque horizon à chaque pF. Pour 24% des échantillons, les deux méthodes produisent des résultats similaires selon ce critère et peuvent être considérées comme équivalentes pour la mesure de la teneur en eau des sols. Tous les échantillons concernés ont une faible teneur en carbone organique mais peuvent avoir une charge caillouteuse élevée (cf. Tableau 11). Cela signifie que la charge caillouteuse n'empêche pas une inter-validation des méthodes.

Tableau 11: Echantillons pour lesquels les teneurs en eau volumiques (cm^3/cm^3) présentent une différence maximale de 5% par rapport à la moyenne des θ des deux méthodes pour chaque horizon aux pF 0 ; 1,8 et 2,5.

Site	Horizon	Num°	Teneur en carbone organique (g/kg)	Charge caillouteuse (cm^3/cm^3)
HER	H3	051	21,1	0,07
HER	H4	054	4,8	0,12
HER	H4	055	4,8	0,23
GRI	H2	063	11,7	0,10
GRI	H3	066	3,2	0,34
GRI	H4	069	0,9	0,34
GRI	H4	070	0,9	0,27

VIE	H2	101	11,8	0,02
VIE	H2	103	11,8	0,02
VIE	H5	109	3,7	0
VIE	H5	110	3,7	0
VIE	H5	111	3,7	0
MEN	H3	122	4,1	0,06
MEN	H6	134	1,2	0
EPI	H2	158	15,2	0,10
EPI	H2	160	15,2	0,08
EPI	H4	166	0,2	0,28
EPI	H4	167	0,2	0,03

En conclusion, les mesures de teneurs en eau avec les deux méthodes sont différentes pour des échantillons organiques, notamment à cause de la séquence de manipulations (particulièrement suite au passage à l'étuve). Concernant les échantillons avec une faible teneur en carbone organique, les méthodes peuvent néanmoins s'inter-valider pour un potentiel matriciel s'approchant de la capacité au champ.

5.7. Réserve en eau utile maximale

5.7.1. RUM calculée par horizon

La réserve en eau utile maximale (RUM) a été calculée selon l'Equation 18 (cf. Section 4.7) avec des valeurs de pF de 1,8 et 2,5 pour la capacité au champ. Les teneurs en eau de chaque horizon sont déterminées à partir des moyennes des mesures effectuées sur les échantillons collectés pour chaque horizon. La teneur en eau au point de flétrissement permanent mesurée au pF de 4,2 sur les agrégats a été utilisée pour les deux types d'échantillons.

Dans le calcul de la RUM pour les échantillons kopecky, ce sont les teneurs en eau volumiques à la capacité au champ obtenues selon la méthode classique plutôt que la méthode HYPROP qui sont utilisées deux raisons principales : certains échantillons sont déstructurés suite au passage à l'étuve (cf. Section 5.6.1.) et la méthode classique présentait une similarité méthodologique avec l'approche utilisée pour les agrégats. Toutefois, les échantillons kopecky déviants au sein de la méthode classique ont été écartés (GRI_H1_Ka_058 et HER_H2_Ka_045 ; cf. Section 5.6.2).

Les résultats de RUM calculée pour chaque horizon analysé sont représentés dans la Figure 31 et repris dans le Tableau 21 dans l'Annexe 6. Notons que pour le dernier horizon de HES, une valeur anormalement élevée de la $\theta_{4,2}$ rend la RUM négative. Ce résultat ne figure pas sur la Figure 31.

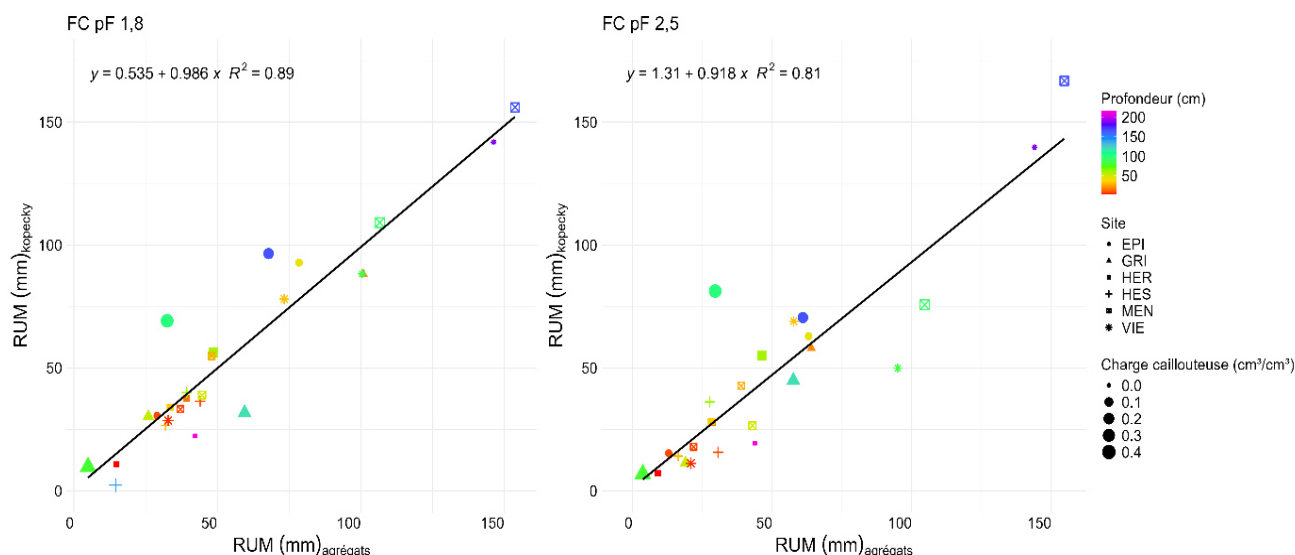


Figure 31: Réserve en eau utile maximale (mm) présentée en fonction du milieu de la profondeur de l'horizon considéré. Le deuxième horizon échantillonné de EPI présente une RUM équivalente pour les agrégats et kopecky. La droite noire est une droite de régression linéaire.

Tout d'abord, la RUM de chaque horizon est majoritairement plus élevée lorsque la θ_{FC} est évaluée à un pF de 1,8 qu'à un pF de 2,5. Une différence de RUM notable entre les deux graphes se situe surtout dans les premiers 50 cm qui montrent également les plus faibles valeurs de masse volumique apparente (cf. Figure 21) et les teneurs en carbones organiques les plus élevées (cf. Figure 10). Par contre, contrairement au cas de la masse volumique apparente, il n'y a pas de corrélation entre la RUM et la profondeur d'échantillonnage.

La RUM mesurée dans le même horizon pour les deux types d'échantillons n'est pas systématiquement plus élevée pour les kopecky par rapport que pour les agrégats. Par ailleurs, quel que soit l'horizon, la différence de RUM entre les deux types d'échantillons est généralement supérieure lorsque le pF de 2,5 est pris comme valeur de référence pour la θ_{FC} . Le coefficient de détermination (R^2) légèrement plus faible pour les θ_{FC} au pF de 2,5 par rapport à un pF de 1,8 en témoigne (cf. Figure 31). Les raisons de cette tendance ont été discutées dans la Section 0.

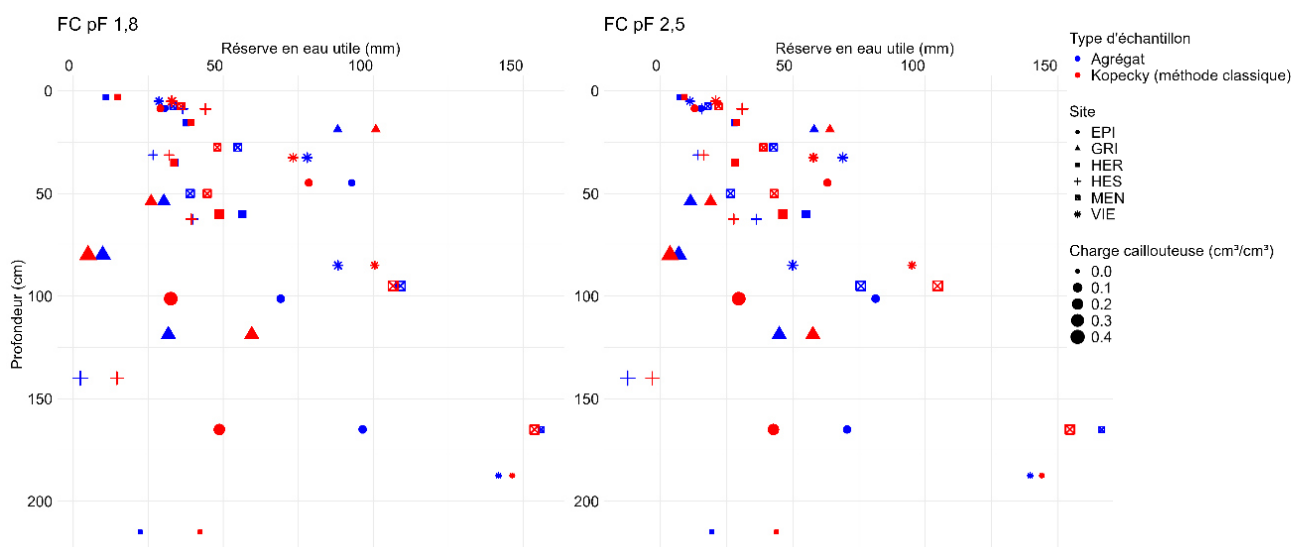


Figure 32: Réserve en eau utile maximale (mm) présentée en fonction du milieu de la profondeur de l'horizon considéré. Le deuxième horizon échantillonné de EPI présente une RUM équivalente pour les agrégats et kopecky.

L'estimation de la RUM à travers les six profils de sol étudiés montre que l'influence de la charge caillouteuse est notable. En effet, dans les horizons très caillouteux comme ceux des horizons intermédiaires des sites EPI et GRI, la RUM est systématiquement plus faible lorsque la charge caillouteuse augmente d'un type d'échantillon à un autre (cf. Figure 32). Par exemple dans les horizons allant de 72,5 cm à 200 cm de EPI, la CC des agrégats est très inférieure à celle contenue dans les kopecky aux mêmes profondeurs. Cela peut s'expliquer par le fait que les EG occupant un volume initialement pris par la terre fine, ne retiennent pas autant l'eau que la TF et entraînent donc une RUM plus faible (Korboulewsky et al., 2020). Toutefois, afin de nuancer cette généralité, Cousin et al. (2003), Tetegan et al. (2011) et Algayer et al. (2020) ont montré que les pouvaient participer à la RUM de façon significative EG en fonction de leur degré d'altération et leur nature lithologique. Cette contribution est particulièrement marquée dans les horizons plus profonds présentant un substrat très altéré (derniers horizons de VIE et MEN). Afin d'approfondir davantage cette question, les propriétés de rétention de la terre fine et des EG devraient être mesurées séparément pour chaque horizon étudié puis assemblées pour connaître l'influence de ces deux constituants du sol sur la RUM totale. Cela fait partie du projet de recherche de A. Doat.

Dans ce sens, Ridremont et al. (2011) ainsi que Algayer et al. (2020) affirment que, dans les sols forestiers caillouteux, les variables qui influencent de manière croissante la RUM sont :

- les propriétés de rétention de la terre fine en prenant en compte leur masse volumique apparente (pas seulement leur texture) et leur matière organique ;
- la rétention d'eau des EG présents dans les sols forestiers dépendant de leur nature lithologique et leur degré d'altération, à inclure dans de futures fonctions de pédotransfert ;
- le volume de sol considéré (i.e. la profondeur).

5.7.2. RUM calculée par profil de sol

Le volume de sol considéré joue un rôle majeur dans le calcul et la définition de la RUM. C'est pourquoi, les RUM calculées par horizon ont d'une part été sommées afin d'évaluer la RUM sur la succession des épaisseurs des horizons échantillonnés des 6 profils de sol étudiés. D'autre part, la RUM a été calculée en considérant deux profondeurs différentes : soit la profondeur de 1,25 m prise comme référence pour la CNSW et dans la littérature (Ridremont et al., 2011 et Tetegan et al., 2011), soit la succession des épaisseurs des horizons de la fosse creusée par A. Doat et ses équipes. Les résultats pour les deux pF de référence pour la capacité au champ ainsi que pour les deux types d'échantillons sont présentés dans le Tableau 12.

Les valeurs obtenues de RUM en prenant un pF de 2,5 pour la capacité au champ pour les six profils de sol étudiés sont comparées à celles obtenues par la méthode Jamagne dans Tableau 12. Les valeurs de la méthode Jamagne, extraites de Jamagne et al. (1977), dépendent uniquement des classes de texture, négligeant totalement la charge caillouteuse.

Tableau 12: Réserve en eau utile maximale (mm) en fonction de la profondeur du profil considéré (1,25 m ou la somme de tous les horizons où des kopecky 100 cm³ ont été extraits, la profondeur totale étant précisée), dépendant du pF de référence pour la capacité au champ pour chaque type d'échantillons, Agrégats (A) et Kopecky (K). Les différences (A-K) et ratios (A/K) des RUM estimées pour chaque type d'échantillons sont également présentés. Les valeurs obtenues selon la méthode Jamagne (J) sont fournies.

	Réserve en eau utile maximale (mm)								
	pF 1,8				pF 2,5				
	A	K	A-K	A/K	A	K	J	A-K	A/K
Site	Profondeur 1,25 m								
EPI	192,5	140,0	52,5	1,4	159,4	105,5	227,5	53,9	1,5
GRI	147,4	168,0	-20,6	0,9	103,6	121,6	193,2	-18	0,9
HER	138,6	136,2	2,4	1	118,2	112,1	131,2	6,1	1,1
HES	103,9	120,8	-16,9	0,9	61,2	73,7	234,7	-12,5	0,8
MEN	228,3	227,7	0,6	1	157,3	200,9	196	-43,6	0,8
VIE	163,3	174,1	-10,8	0,9	98,9	141,5	218,7	-42,6	0,7
	$\sum \text{Epaisseur}_{Hi}$								
EPI (200 cm)	289	188,7	100,3	1,5	229,8	148,2	329	81,6	1,6
GRI (147,5 cm)	159,8	191,2	-31,4	0,8	121,1	144,1	225,9	-23	0,8
HER (75 cm)	138,6	136,2	2,4	1	118,2	112,1	131,2	6,1	1,1
HES (200 cm)	105,4	129,9	-24,5	0,8	53,5	71,8	366	-18,3	0,7
MEN (230 cm)	414,3	389	25,3	1,1	348,8	406,7	356	-57,9	0,9
VIE (160 cm)	336,6	352,9	-16,3	1	269,6	317,5	280	-47,9	0,8

Concernant la comparaison des types d'échantillons, aucun type ne montre systématiquement une RUM plus élevée que l'autre (cf. Ratio A/K dans le Tableau 12) comme discuté précédemment. La différence de RUM très marquée entre les deux types d'échantillons pour le site de EPI est justifiée par la différence de charge caillouteuse comme expliqué précédemment.

La méthode Jamagne mène à une surestimation de la RUM pour la plupart des profils de sol étudiés lorsqu'elle est comparée aux résultats de ce travail car elle ne prend pas en compte la structure des sols (i.e. elle fait l'hypothèse d'une masse volumique apparente constante pour une classe texturale, cf. Tableau 21 dans l'Annexe 6). Cette conclusion rejoint celle de Ridremont et al. (2011). Les profils de sols des sites MEN et VIE représentent une exception à cette tendance, la RUM estimée par la méthode Jamagne étant soit inférieure, soit comprise entre celles obtenues pour les deux types d'échantillons. Cette observation peut être expliquée par le fait que les horizons les plus profonds de MEN et de VIE présentent une charge caillouteuse quasi nulle et un substrat altéré. Ce substrat,

en raison de sa porosité élevée, est capable de retenir une quantité d'eau plus importante que ce qui serait prévu uniquement sur la base de la classe texturale identifiée (Tetegan et al., 2011).

Au vu d'une RUM pouvant être très élevée dans les horizons profonds, la RUM évaluée sur la suite d'épaisseurs d'horizons analysés est significativement supérieure à celle calculée sur les 1,25 m. Les exceptions concernent les sites HER pour lequel la fosse s'arrête à 70 cm ainsi que HES à cause des problèmes rencontrés lors de la mesure de $\theta_{4,2}$.

Les horizons en profondeur peuvent contenir un volume non négligeable d'eau disponible pour les plantes, comme le montrent également Cousin et al. (2003) et Algayer et al. (2020). Ils confirment en outre qu'une profondeur de 2 m semble suffisante pour prendre en compte l'impact de la capacité de rétention d'eau du sol sur la croissance des arbres. Bréda et al. (1995) affirment également que la réserve en eau disponible en profondeur peut aider le peuplement à résister à la sécheresse, même lorsque la densité racinaire est faible, grâce à la contribution du compartiment de sol profond. C'est pourquoi, il ne faut pas négliger les horizons en profondeur ainsi que leur hétérogénéité lorsque la réserve en eau utile maximale est estimée. Par conséquent, une grande partie de RUM est négligée lorsque la profondeur du profil de sol est limitée à 1,25 m comme observée pour la majorité des sites (cf. Tableau 13).

Tableau 13: Proportion de la réserve en eau utile maximale (%) négligée si la profondeur considérée se limite à 1,25 m en fonction du pF considéré pour la capacité au champ, du type d'échantillon (Agrégats ou Kopecky) et de l'équivalent avec des valeurs de la méthode Jamagne (Jamagne et al., 1977).

	pF 1,8		pF 2,5		
	Agrégats	Kopecky	Agrégats	Kopecky	Jamagne
EPI	33,4	25,8	30,7	28,8	0,3
GRI	7,8	12,2	14,5	15,6	14,5
HER	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
HES	1,4	6,9	/	/	35,9
MEN	44,9	47,4	54,9	50,6	44,9
VIE	51,5	50,7	63,3	55,4	21,9

Notons toutefois que dans cette analyse, la RUM est comptabilisée uniquement dans des horizons pour lesquels il a été possible de prélever 3 répliques de kopecky de 100 cm³. Les profils de sol concernés sont les sites de GRI, HER et VIE. Cela signifie que la RUM calculée pour les autres sites ne correspond pas à la RUM sur le profil de sol entier et entraîne donc une sous-estimation de celle-ci.

5.7.3. Choix du potentiel matriciel pour la capacité au champ

La définition de capacité au champ et donc du pF de référence pour celui-ci est discutée dans la littérature. Dans le cas de cette étude, le choix du pF 2,5 pour déterminer la capacité au champ se justifie pour plusieurs raisons. Tout d'abord, lors des comparaisons de teneurs en eau volumiques (θ) au sein de chacun des types d'échantillons, la $\theta_{2,5}$ présente une plus faible variabilité entre les répliques par rapport aux données de $\theta_{1,8}$ (cf. Figure 28 et Figure 29 pour les kopecky et Figure 36 pour les agrégats, Annexe 3). De plus, à ce pF, les mesures de θ s'inter-valident entre la méthode classique et la méthode HYPROP, indiquant que la méthode HYPROP peut être également utilisée pour l'estimation de la RUM (cf. Section 5.6.3). Finalement, cette valeur correspond au potentiel matriciel communément recommandé pour les sols de texture limoneuse, comme l'affirme Ridremont et al. (2012). Toutefois, comme présenté dans l'état de l'art, cette valeur est discutée. Al Majou et al. (2008), Bruand et al. (1996) et Cousin et al., (2022) recommandent une mesure au pF de 2 qui est adaptée à une large gamme de textures pour la teneur en eau de la capacité au champ.

Cependant, la mesure de la θ_2 n'a pas été intégrée dans le protocole de laboratoire (bien que cette mesure se rapproche du pF de 1,8 effectivement mesuré en laboratoire). C'est alors une limitation dans l'estimation de la RUM réalisée de cette étude. Il aurait fallu intégrer une approche de mesure dynamique de la capacité au champ (Assouline & Or, 2014).

Cependant, lors de la comparaison des θ à différents pF entre les deux types d'échantillons, les $\theta_{2,5}$ présentaient une différence légèrement plus élevée que $\theta_{1,8}$ (cf. Figure 24). Cela provoque ensuite une différence dans l'estimation de la RUM plus marquée lorsque la capacité au champ est considérée à un pF de 2,5. En outre, cette différence ne montre pas une supériorité/infériorité systématique de l'estimation de la RUM pour les agrégats ou kopecky. Par conséquent, l'influence du type d'échantillon sur la valeur de la RUM est minime, alors que l'hétérogénéité au sein de chaque échantillon joue un rôle déterminant dans la RUM.

Pour évaluer si la variabilité observée dans la RUM est principalement attribuable aux caractéristiques spécifiques des types d'échantillons, telles que leur taille et par conséquent leur volume élémentaire représentatif, ou si elle découle de l'hétérogénéité inhérente aux échantillons eux-mêmes, il aurait été nécessaire de procéder à un échantillonnage et à une analyse d'échantillons plus nombreux pour les kopecky. Cela aurait permis de parvenir à des conclusions statistiques plus robustes. En effet, la collecte de seulement trois kopecky par horizon ne suffit pas à assurer la représentativité des propriétés spécifiques de chaque horizon. Dans plusieurs études, le nombre d'échantillons minimum analysés par horizon se situe généralement entre 5 (Kirchen et al., 2017) et 15 (Bruand et al., 1996 et Piedallu et al., 2011).

5.7.4. Indice de sécheresse

La RUM des sols permet d'évaluer si le peuplement forestier a accès à des réserves d'eau suffisantes pour assurer sa croissance et résister aux sécheresses. En effet, Granier et al. (1995) ont démontré que le déficit hydrique du sol entraîne une régulation de la transpiration des arbres, déclenchée lorsque le niveau d'eau dans le sol chute en-dessous du seuil de 40% de la RUM. Face à une sécheresse climatique, les sites les plus enclins à subir une sécheresse édaphique sont les sites de HES et HER. En effet, ils présentent une RUM très faible. Pointons également les profils de sol des sites de EPI et GRI. Dans le Tableau 14, ils présentent tous les deux des valeurs relativement faibles de RUM et de profondeur d'enracinement d'une part et d'autre part un LAI et une surface terrière élevés, qui provoquent une plus grande demande évaporative (Bréda et al., 2006). De plus, la profondeur de la fosse s'étend au-delà de la profondeur d'enracinement signifiant que la RUM est en réalité surestimée. Ces deux sites peuvent donc être exposés au risque de sécheresse édaphique.

Tableau 14: Réserve en eau utile maximale (mm), LAI (Leaf Area Index), surface terrière et profondeur d'enracinement estimée des peuplements en place des sites étudiés.

Site	RUM (mm) Kopecky, pF 2,5	LAI	Surface terrière (m ² /ha)	Profondeur d'enracinement (cm)
EPI	148,2	6,31	29,3	160
GRI	144,1	6,5	27	180
HER	112,1	5,31	18,3	150
HES	71,4	2,87	/	180
MEN	406,6	5,3	15	200
VIE	317,5	4,31	33,1	190

Pour évaluer l'indice de sécheresse lié à la RUM en intégrant une dynamique temporelle, il serait pertinent d'implémenter ces données dans le modèle BILJOU© (Granier et al., 1995). Ce modèle

permet d'identifier les périodes critiques, sur des échelles mensuelles et annuelles, durant lesquelles l'eau disponible dans les sols est insuffisante pour assurer le fonctionnement physiologique optimal de la végétation.

6. Conclusions et perspectives

Dans le contexte du changement climatique, la fréquence accrue des sécheresses climatiques, susceptibles de se transformer en sécheresses édaphiques, menace gravement la vitalité des arbres. Il est donc impératif de quantifier les ressources en eau disponibles pour les arbres, ce qui nécessite une estimation de la réserve en eau utile maximale (RUM). La RUM, dépendante des propriétés hydriques et porales des sols, demeure moins étudiée dans les sols forestiers que dans les sols agricoles. Ce mémoire s'inscrit dans un projet de recherche visant à améliorer l'estimation de la RUM, mené par Anne Doat. Il a la particularité d'étudier les sols limoneux-caillouteux des forêts wallonnes afin d'étudier notamment la contribution des éléments grossiers à la quantification de la RUM.

Les échantillons sont issus de six fosses pédologiques dans des hêtraies wallonnes par A. Doat et ses équipes. Parmi les différents types d'échantillons extraits se trouvent notamment 3 répliques de kopecky et environ quarante agrégats décimétriques par horizon pédologique. Dans ce mémoire, les échantillons kopecky ont été soumis successivement à des mesures de teneur en eau en laboratoire via deux méthodes distinctes, la méthode classique suivie de la méthode HYPROP. Les objectifs sont de comparer deux méthodes de mesures et deux types d'échantillons extraits des mêmes horizons pédologiques, en se concentrant sur la mesure des propriétés hydriques et porales des kopecky.

La faisabilité de l'utilisation des échantillons caillouteux kopecky sur le système HYPROP a été évaluée selon un protocole. Celui-ci inclut un pré-sondage à l'aide d'une aiguille à mèche afin de localiser un emplacement exempt d'éléments grossiers (EG) en vue de l'insertion des tensiomètres, suivi d'un perçage à l'aide du foret fourni par le système HYPROP. Ce protocole a été globalement concluant en pratique, avec seulement 2 échantillons sur 78 écartés en raison d'une charge caillouteuse excessive ou d'un placement défavorable des EG empêchant le forage pour l'insertion des tensiomètres. Toutefois, l'éventuel impact des pré-sondages à l'aiguille sur les mesures n'a pas été analysé, pouvant constituer le sujet d'une prochaine étude.

La comparaison des méthodes de mesure classique et HYPROP révèlent des effets notables liés à la séquence de manipulations. Des pertes de matière dues à l'insertion des tensiomètres et au séchage en étuve après la méthode classique sont observées. Couplées à la rétraction (*shrinkage*) des échantillons organiques, ces pertes entraînent des variations de la masse volumique apparente. Soumis au séchage en étuve, les échantillons organiques montrent une diminution de leur capacité de rétention d'eau, corrélée à leur teneur en carbone organique et se traduisant par une réduction de la teneur en eau à saturation. Par conséquent, la déstructuration de ces échantillons organiques rend les mesures subséquentes dans le système HYPROP non-représentatives.

Au sein de chaque méthode de mesures, les répliques présentant de plus amples variations de teneur en eau par rapport aux autres échantillons de leur horizon sont ceux caractérisés par une charge caillouteuse distincte des autres ou ceux situés dans des horizons organiques. La charge caillouteuse et la teneur en carbone organique peuvent varier considérablement à la fois au sein d'un profil de sol et à l'intérieur d'un même horizon pédologique. Cette hétérogénéité, moins marquée dans les sols agricoles, ajoute une complexité supplémentaire à la caractérisation des propriétés hydriques des sols forestiers. De plus, pour ces deux méthodes, il est noté que les mesures de teneur en eau volumique sur les kopecky présentent une plus faible dispersion au pF 2,5 qu'aux autres potentiels matriciels. Cela indique une mesure plus précise et représentative à ce niveau de potentiel matriciel, suggérant ainsi l'adoption de ce pF 2,5 pour l'estimation de la RUM.

Les mesures obtenues avec la méthode HYPROP s'avèrent cohérentes avec celles de la méthode classique pour les échantillons provenant d'horizons avec une faible teneur en carbone organique. Par souci de simplicité en laboratoire, le système HYPROP seul aurait été suffisant pour mesurer

les teneurs en eau. En plus de cet avantage pratique, il permet de mesurer simultanément les propriétés de rétention et de conductivité, bien que ces dernières n'aient pas été exploitées dans cette étude. L'examen de ces propriétés pourrait toutefois compléter les informations sur le mouvement de l'eau dans le sol et sur l'influence potentielle de la charge caillouteuse sur les propriétés hydriques et porales.

La comparaison des deux types d'échantillons (kopecky et agrégats) révèle une masse volumique apparente équivalente pour la plupart des horizons étudiés et donc une porosité totale équivalente. Cependant la distribution de la taille des pores diffère au vu des différences en termes de teneurs en eau mesurées aux mêmes pF. La charge caillouteuse déterminée sur les agrégats et les kopecky varie significativement au sein d'un horizon pour un même type d'échantillons. Cette variation s'explique par la taille inférieure des agrégats, impliquant des EG plus petits que ceux trouvés dans les kopecky, ainsi que par un biais introduit lors du prélèvement des kopecky, extraits en fonction de la position et de la densité des EG lorsque la charge caillouteuse de l'horizon le permettait. Au vu de ces différences significatives, la question du volume élémentaire représentatif à prélever se pose. Un volume de sol plus grand devrait être utilisé pour caractériser la charge caillouteuse de chaque horizon. Pour approfondir la question du volume élémentaire représentatif, il serait pertinent de comparer les paramètres des modèles de courbes de rétention, tels que celui de Van Genuchten, afin d'identifier les tendances caractéristiques propres à chaque type d'échantillon.

Les estimations RUM par horizon confirment la sensibilité de cette valeur à la profondeur du profil de sol, reflétant une capacité de rétention d'eau potentiellement élevée en incluant les horizons plus profonds, en accord avec la littérature. Une charge caillouteuse élevée diminue la disponibilité en eau pour les plantes en raison d'une proportion moindre de terre fine par volume. Cependant, la présence d'un substrat altéré (tel qu'observé sur certains sites étudiés) contribue significativement à la RUM grâce à sa porosité élevée dépendant de son degré d'altération et de sa nature lithologique. Pour étendre la recherche, A. Doat a construit une approche qui sépare l'estimation de la RUM entre la terre fine et les EG. Cette approche permet de quantifier précisément la contribution des EG à la RUM en fonction de leurs caractéristiques spécifiques. Une meilleure compréhension des effets individuels des EG sur la disponibilité en eau pour les plantes facilite ainsi une gestion plus précise des ressources hydriques dans les écosystèmes forestiers et autres environnements similaires.

Les différences de RUM calculées pour deux valeurs de pF de référence (1,8 et 2,5) pour les deux types d'échantillons soulignent l'importance et la complexité du choix de cette référence. Largement débattue dans la littérature, cette valeur devrait représenter l'état d'humidité effectif à une capacité au champ. Une approche dynamique de cette mesure est recommandée pour intégrer l'estimation de la RUM dans un cadre spatio-temporel. Enfin, l'estimation de la RUM permet de prédire les sites les plus susceptibles de subir une sécheresse édaphique avec ses répercussions potentiellement irréversibles sur le fonctionnement physiologique des arbres. Ces sites sont en particulier ceux qui présentent de faibles valeurs de profondeur d'enracinement et de RUM, une surface terrière élevée et un indice foliaire (LAI) élevé. Dans cette perspective, l'utilisation de modèles comme BILJOU© permettrait d'identifier avec une dynamique spatio-temporelle, les périodes de sécheresses critiques pour les peuplements étudiés.

En conclusion, les résultats de cette étude et les perspectives proposées permettront d'améliorer la compréhension des propriétés hydriques et porales influençant la transition des sécheresses climatiques vers des sécheresses édaphiques. Cela contribuera à évaluer la vulnérabilité des peuplements forestiers wallons face à ces phénomènes.

7. Bibliographie

- Al Majou, H., Bruand, A., Duval, O., Le Bas, C., & Vautier, A. (2008). Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density, and the type of horizon. *Soil Use and Management*, 24(4), 383–391. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2008.00180.x>
- Alexander, E. B. (1981). Volume estimates of coarse fragments in soils: A combination of visual and weighing procedures. *Journal of Soil and Water Conservation*, 36(6), 360–361.
- Algayer, B., Lagacherie, P., & Lemaire, J. (2020). Adapting the available water capacity indicator to forest soils: An example from the Haut-Languedoc (France). *Geoderma*, 357, 113962. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113962>
- Allen, C. D., Macalady, A. K., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N., Vennetier, M., Kitzberger, T., et al. (2010). A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *Forest Ecology and Management*, 259(4), 660–684. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.09.001>
- Assouline, S., & Or, D. (2014). The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. *Water Resources Research*, 50(6), 4787–4802. <https://doi.org/10.1002/2014WR015475>
- Assouline, S., Kamai, T., Svoray, T., & Narkis, K. (2023). Understanding the dynamics of evaporation from stony soils via laboratory experiments and numerical modeling. *Journal of Hydrology*, 622, 129708. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129708>
- Aussenac, G. (1978). La sécheresse de 1976: Influence des déficits hydriques sur la croissance des arbres forestiers. *Revue Forestière Française*, 30(2), 103–114. <https://doi.org/10.4267/2042/21213>
- Aussenac, G., & Boulangeat, C. (1980). Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillus (*Fagus silvatica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). *Annales des Sciences Forestières*, 37(2), 91–107. <https://doi.org/10.1051/forest:19800201>
- Ballif, J. L., Station de Science du Sol, & Dutil, P. (1983). Lysimeter studies in undisturbed chalky soil. 1. Drainage, evaporation and role of plant cover. Results 1973-1980 [Bare soil, soil under crop cover; grazed soil, sugar beet, wheat; transpiration; France, Champagne]. *Agronomie (France)*, 3(9). <https://agris.fao.org/search/en/providers/122514/records/6471278a3c73b155c849a09e>
- Bezerra-Coelho, C. R., Zhuang, L., Barbosa, M. C., Alfaro Soto, M., & van Genuchten, M. Th. (2018). Further tests of the HYPROP evaporation method for estimating the unsaturated soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66(2), 161–169. <https://doi.org/10.1515/johh-2017-0046>
- Bisdorf, E. B. A., Dekker, L. W., & Schoute, J. F. Th. (1993). Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma*, 56(1), 105–118. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(93\)90103-R](https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90103-R)
- Bittelli, M., & Flury, M. (2009). Errors in water retention curves determined with pressure plates. *Soil Science Society of America Journal*, 73(5), 1453–1460. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0082>
- Blake, G. R., & Hartge, K. H. (1986). Bulk density. In A. Klute (Ed.), *SSSA Book Series* (pp. 363–375). Soil Science Society of America, American Society of Agronomy. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c13>
- Bréda, N., Lefèvre, Y., & Badeau, V. (2002a). Réservoir en eau des sols forestiers tempérés : Spécificité et difficultés d'évaluation. *La Houille Blanche*, 88(3), 24–32. <https://doi.org/10.1051/lhb/2002038>

- Bréda, N., Soudan, K., & Bergonzini, J.-C. (2002b). Mesure de l'indice foliaire en forêt.
- Bréda, N., Huc, R., Granier, A., & Dreyer, E. (2006). Temperate forest trees and stands under severe drought: A review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Science*, 63(6), 625–644. <https://doi.org/10.1051/forest:2006042>
- Bréda, N. (2023). Vulnérabilité, aléa, adaptation, résilience : Des concepts utiles pour analyser, comprendre et gérer les crises sanitaires en forêt. *Revue Forestière Française*, 74(2), 109–120. <https://doi.org/10.20870/revforfr.2023.7585>
- Bronick, C. J., & Lal, R. (2005). Soil structure and management: A review. *Geoderma*, 124(1), 3–22. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.005>
- Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R., & Jamagne, M. (1996). Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols: Importance de la densité apparente. *Étude et Gestion des Sols*.
- Bruand, A., Duval, O., & Cousin, I. (2004). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO: Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Étude et Gestion des Sols*.
- BS1377–2, 1990, Methods of Test for Soils for Civil Engineering Purposes, Classification 271 Tests, British Standards Institution, London.
- Campbell, G. S. (1988). Soil water potential measurement: An overview. *Irrigation Science*, 9(4), 265–273. <https://doi.org/10.1007/BF00296702>
- Campbell, G. S., & Norman, J. M. (1998). Water vapor and other gases. In G. S. Campbell & J. M. Norman (Eds.), *An introduction to environmental biophysics* (pp. 37–51). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1626-1_3
- Chaves, M. M., Pereira, J. S., Maroco, J., Rodrigues, M. L., Ricardo, C. P. P., Osório, M. L., Carvalho, I., Faria, T., & Pinheiro, C. (2002). How plants cope with water stress in the field? Photosynthesis and growth. *Annals of Botany*, 89(7), 907–916. <https://doi.org/10.1093/aob/mcf105>
- Chen, Y. (2020). Soil–Water Retention Curves Derived as a Function of Soil Dry Density. *GeoHazards*, 1(1), Article 1. <https://doi.org/10.3390/geohazards1010002>
- Childs, S. W., & Flint, A. L. (1990). Physical properties of forest soils containing rock fragments. In S. P. Gessel, D. S. Lacate, G. F. Weetman, & R. F. Powers (Eds.), *Sustained productivity of forest soils* (pp. 95–121). University of British Columbia, Faculty of Forestry Publ.
- Cools, N., & De Vos, B. (2013). Chapter 15 - Forest soil: Characterization, sampling, physical, and chemical analyses. In M. Ferretti & R. Fischer (Eds.), *Developments in Environmental Science* (Vol. 12, pp. 267–300). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-098222-9.00015-7>
- Cousin, I., Nicoullaud, B., & Coutadeur, C. (2003). Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *CATENA*, 53(2), 97–114. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00037-7](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00037-7)
- Cousin, I., Buis, S., Lagacherie, P., Doussan, C., Le Bas, C., & Guérif, M. (2022). Available water capacity from a multidisciplinary and multiscale viewpoint: A review. *Agronomy for Sustainable Development*, 42(3), 46. <https://doi.org/10.1007/s13593-022-00774-8>
- Cruziat, P., Cochard, H., & Amglio, T. (2002). Hydraulic architecture of trees: Main concepts and results. *Annals of Forest Science*, 59(7), 723–752. <https://doi.org/10.1051/forest:2002060>

- Czachor, H., Rajkai, K., Lichner, L., & Jozefaciuk, G. (2020). Sample geometry affects water retention curve: Simulation and experimental proves. *Journal of Hydrology*, 588, 125131. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125131>
- Darcy, H. (1856). The public fountains of the City of Dijon : Exposition and application of principles to follow and formulas to use in questions of water distribution: the book ends with an appendix on water supplies of several cities' water filtration and the manufacture of cast iron, lead, and sheet metal and bitumen pipes. Kendall/Hunt Pub. Co.
- Delvoie, B. (2023). Quel est l'impact de la reforestation sur l'équilibre des ressources en eau du sol ? : Un cas d'étude dans la Forêt Atlantique Brésilienne, à São Francisco Xavier, État de São Paulo (Faculté des bioingénieurs, Université catholique de Louvain). <http://hdl.handle.net/2078.1/thesis:41004>
- Desprez-Loustau, M.-L., Marçais, B., Nageleisen, L.-M., Piou, D., & Vannini, A. (2006). Interactive effects of drought and pathogens in forest trees. *Annals of Forest Science*, 63(6), 597–612. <https://doi.org/10.1051/forest:2006040>
- Doat, A. (2022). Action 1.4b: Évaluation des stress hydriques en sols forestiers wGns: Diminuer les incertitudes et favoriser l'extrapolation. [Rapport succinct].
- Ellison, D., Morris, C. E., Locatelli, B., Sheil, D., Cohen, J., Murdiyarso, D., Gutierrez, V., et al. (2017). Trees, forests and water: Cool insights for a hot world. *Global Environmental Change*, 43, 51–61. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2017.01.002>
- Eriksson, C. P., & Holmgren, P. (1996). Estimating stone and boulder content in forest soils—Evaluating the potential of surface penetration methods. *CATENA*, 28(1), 121–134. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00031-8)
- Fayer, M. J., Rockhold, M. L., & Campbell, M. D. (1992). Hydrologic modeling of protective barriers: Comparison of field data and simulation results. *Soil Science Society of America Journal*, 56(3), 690–700. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030004x>
- Fiès, J., Louvigny, E., & Chanzy, A. (2002). The role of stones in soil water retention. *European Journal of Soil Science*, 53(1), 95–104. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00431.x>
- Freedman, J. M., Fitzjarrald, D. R., Moore, K. E., & Sakai, R. K. (2001). Boundary layer clouds and vegetation–atmosphere feedbacks. *Journal of Climate*, 14(2), 180–197. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)013<0180>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)013<0180>2.0.CO;2)
- Garbaye, J., & Guehl, J.-M. (1997). Le rôle des ectomycorhizes dans l'utilisation de l'eau par les arbres forestiers. *Revue Forestière Française*, no. sp, 110. <https://doi.org/10.4267/2042/5661>
- Gee, G. W., Ward, A. L., Zhang, Z. F., Campbell, G. S., & Mathison, J. (2002). The influence of hydraulic nonequilibrium on pressure plate data. *Vadose Zone Journal*, 1(1), 172–178. <https://doi.org/10.2136/vzj2002.1720>
- Ghezzehei, T. (2012). Soil structure. In *Properties and processes* (pp. 1–17). <https://doi.org/10.1201/b16386-7>
- Gobat, J.-M., Aragno, M., & Matthey, W. (2004). *The living soil: Fundamentals of soil science and soil biology*. Science Publishers.
- Granier, A., Badeau, V., & Bréda, N. (1995). Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. *Revue Forestière Française*, no. S, 59. <https://doi.org/10.4267/2042/26719>

- Granier, A., Bréda, N., Biron, P., & Villette, S. (1999). A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling*, 116(2–3), 269–283. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(98\)00205-1](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(98)00205-1)
- Granier, A., Reichstein, M., Bréda, N., Janssens, I. A., Falge, E., Ciais, P., Grünwald, T., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Facini, O., Grassi, G., Heinesch, B., Ilvesniemi, H., Keronen, P., Knohl, A., Köstner, B., Lagergren, F., ... Wang, Q. (2007). Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural and Forest Meteorology*, 143(1), 123–145. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.12.004>
- Hanson, P. J., & Weltzin, J. F. (2000). Drought disturbance from climate change: Response of United States forests. *Science of The Total Environment*, 262(3), 205–220. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(00\)00523-4](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(00)00523-4)
- Hatfield, J. L., & Prueger, J. H. (2015). Temperature extremes: Effect on plant growth and development. *Weather and Climate Extremes*, 10, 4–10.
- Hillel, Daniel. *Environmental Soil Physics*. San Diego, CA: Academic Press, 1998. <http://archive.org/details/environmentalsoi0000hill>.
- Hodson, M. E., & Langan, S. J. (1999). The influence of soil age on calculated mineral weathering rates. *Applied Geochemistry*, 14(3), 387–394. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00052-3)
- Jalabert, S. S. M., Martin, M. P., Renaud, J.-P., Boulonne, L., Jolivet, C., Montanarella, L., & Arrouays, D. (2010). Estimating forest soil bulk density using boosted regression modelling. *Soil Use and Management*, 26(4), 516–528. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2010.00305.x>
- Jamagne, M., Bétrémieux, R., Bégon, J. C., & Mori, A. (1977). Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *Bulletin Technique d'Information*, 324, 627–641.
- Jarvis, N. J. (2007). A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, 58(3), 523–546. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00915.x>
- Jarvis, N., Koestel, J., Messing, I., Moeys, J., & Lindahl, A. (2013). Influence of soil, land use and climatic factors on the hydraulic conductivity of soil. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12), 5185–5195. <https://doi.org/10.5194/hess-17-5185-2013>
- Jurin, James. 1717. ‘II. An Account of Some New Experiments, Relating to the Action of Glass Tubes upon Water and Quicksilver’. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 30(363):1083–96. [10.1098/rstl.1717.0070](https://doi.org/10.1098/rstl.1717.0070).
- Klute, A. (1986). Water retention: Laboratory methods. In A. Klute (Ed.), *SSSA Book Series* (pp. 363–375). Soil Science Society of America. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c26>
- Korboulewsky, N., Tétégan, M., Samouelian, A., & Cousin, I. (2020). Plants use water in the pores of rock fragments during drought. *Plant and Soil*, 454(1–2), 35–47. <https://doi.org/10.1007/s11104-020-04425-3>
- Lasch, P., Lindner, M., Erhard, M., Suckow, F., & Wenzel, A. (2002). Regional impact assessment on forest structure and functions under climate change—the Brandenburg case study. *Forest Ecology and Management*, 162(1), 73–86. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(02\)00051-8](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(02)00051-8)

- Latte, N., Lebourgeois, F., Kint, V., Drouet, T., & Claessens, H. (2018). Le Hêtre face au changement climatique: Le cas de la Belgique. *Revue Forestière Française*, 69, 205–218. <https://doi.org/10.4267/2042/65336>
- Li, Y., Huang, S., Wang, H., Huang, Q., Li, P., Zheng, X., Wang, Z., et al. (2023). Warming and greening exacerbate the propagation risk from meteorological to soil moisture drought. *Journal of Hydrology*, 622, 129716. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129716>
- Lindner, M., Maroschek, M., Netherer, S., Kremer, A., Barbati, A., Garcia-Gonzalo, J., Seidl, R., Delzon, S., Corona, P., Kolström, M., Lexer, M. J., & Marchetti, M. (2010). Climate change impacts, adaptive capacity, and vulnerability of European forest ecosystems. *Forest Ecology and Management*, 259(4), 698–709. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.09.023>
- Luo, Y., Su, B., Currie, W. S., Dukes, J. S., Finzi, A., Hartwig, U., Hungate, B., et al. (2004). Progressive nitrogen limitation of ecosystem responses to rising atmospheric carbon dioxide. *BioScience*, 54(8), 731–739. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2004\)054\[0731:PNLOER\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2004)054[0731:PNLOER]2.0.CO;2)
- Luo, S., Lu, N., Zhang, C., & Likos, W. (2022). Soil water potential : A historical perspective and recent breakthroughs. *Vadose Zone Journal*, 21(4), e20203. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20203>
- Lynch, J. M., & Bragg, E. (1985). Microorganisms and soil aggregate stability. In R. Lal & B. A. Stewart (Eds.), *Soil restoration* (Vol. 17, pp. 133–171). Advances in Soil Science. Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5088-3_3
- Meyer, P. D., & Gee, G. W. (1999). Flux-based estimation of field capacity. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 125(7), 595–599. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(1999\)125:7\(595\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(1999)125:7(595))
- METER GROUP. (2023). *LABROS SoilView-Analysis Software User Manual*. Retrieved from <https://meter.ly/hyprop-support>
- METER GROUP. (2023). *HYPROP Manual Web*. Retrieved from <https://meter.ly/hyprop-support>
- Miller, F. T., & Guthrie, R. L. (1984). Classification and distribution of soils containing rock fragments in the United States. In *Erosion and productivity of soils containing rock fragments* (pp. 1–6). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub13.c1>
- Monnier, G., Stengel, P., & Fiès, J. C. (1973). Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux—Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann Agron*, 24(5).
- Monteith, J. L. (1973). *Principles of environmental physics*. Arnold.
- Mukherjee, S., Mishra, A., & Trenberth, K. E. (2018). Climate Change and Drought: A Perspective on Drought Indices. *Current Climate Change Reports*, 4(2), 145–163. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0098-x>
- Nageleisen, L.-M. (2018). Effets du changement climatique sur les insectes forestiers. *Revue Forestière Française*, 70(6), 653–660. <https://doi.org/10.4267/2042/70317>
- Naseri, M., Iden, S. C., & Durner, W. (2022). Effective hydraulic properties of 3D virtual stony soils identified by inverse modeling. *SOIL*, 8(1), 99–112. <https://doi.org/10.5194/soil-8-99-2022>
- Novák, V., & Hlaváčiková, H. (2019). *Applied soil hydrology* (Vol. 32). Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-01806-1>
- O’Kelly, B. C. (2005). Oven-drying characteristics of soils of different origins. *Drying Technology*, 23(5), 1141–1149. <https://doi.org/10.1081/DRT-200059149>

- Page-Dumroese, D. S., Brown, R. E., Jurgensen, M. F., & Mroz, G. D. (1999). Comparison of methods for determining bulk densities of rocky forest soils. *Soil Science Society of America Journal*, 63(2), 379–383. <https://doi.org/10.2136/sssaj1999.03615995006300020016x>
- Peters, A., & Durner, W. (2008). Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, 356(1), 147–162. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.016>
- Petit, S., Cordier, S., Claessens, H., Ponette, Q., Vincke, C., Marchal, D., & Weissen, F. (2017). *Fichier écologique des essences*. Forêt Nature. Retrieved from <https://www.fichierecologique.be/#/>
- Piedallu, C., Gégout, J.-C., Bruand, A., & Seynave, I. (2011). Mapping soil water holding capacity over large areas to predict potential production of forest stands. *Geoderma*, 160(3), 355–366. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.10.004>
- Poesen, J., & Lavee, H. (1994). Rock fragments in top soils: Significance and processes. *CATENA*, 23(1), 1–28. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90050-7)
- Ratliff, L. F., Ritchie, J. T., & Cassel, D. K. (1983). Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Science Society of America Journal*, 47(4), 770–775. <https://doi.org/10.2136/sssaj1983.03615995004700040032x>
- Ravina, I., & Magier, J. (1984). Hydraulic conductivity and water retention of clay soils containing coarse fragments. *Soil Science Society of America Journal*, 48(4), 736–740. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800040008x>
- Rawls, W. J., & Brakensiek, D. L. (1989). Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In H. J. Morel-Seytoux (Ed.), *Unsaturated flow in hydrologic modeling: Theory and practice* (pp. 275–300). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2352-2_10
- Rawls, W. J., Pachepsky, Y. A., Ritchie, J. C., Sobecki, T. M., & Bloodworth, H. (2003). Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, 116(1), 61–76. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00094-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00094-6)
- Richards, L. A., & Wadleigh, C. H. (1952). Soil water and plant growth. In *Soil physical conditions and plant growth* (Vol. 2, pp. 74–253).
- Richards, L. A., & Weaver, L. (1944). Moisture retention by some irrigated soils as related to soil-moisture tension. Retrieved from <https://www.semanticscholar.org/paper/Moisture-retention-by-some-irrigated-soils-as-to-Richards-Weaver/ddafcf35a7cec7976066e288aa5e0efe080b57d6>
- Ridremont, F., Degré, A., & Claessens, H. (2012). Mieux comprendre et évaluer la réserve en eau des sols forestiers.
- Romano, N., & Santini, A. (1999). Determining soil hydraulic functions from evaporation experiments by a parameter estimation approach: Experimental verifications and numerical studies. *Water Resources Research*, 35(11), 3343–3359. <https://doi.org/10.1029/1999WR900155>
- USDA ARS. (2024). *ROSETTA model*. Retrieved from <https://www.ars.usda.gov/pacific-west-area/riverside-ca/agricultural-water-efficiency-and-salinity-research-unit/docs/model/rosetta-model/>
- Rytter, R.-M. (2012). Stone and gravel contents of arable soils influence estimates of C and N stocks. *CATENA*, 95, 153–159. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.015>
- Schindler, U. (1980). Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit im Teilgesättigten Boden an Stechzylinderproben. *Arch. Acker Pflanzenbau Bodenkd*, 24, 1–7.

- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., & Müller, L. (2010). Evaporation method for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the measurement range. *Soil Science Society of America Journal*, 74(4), 1071–1083. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0358>
- Schindler, U., Müller, L., da Veiga, M., Zhang, Y., Schlindwein, S., & Hu, C. (2012). Comparison of water-retention functions obtained from the extended evaporation method and the standard methods sand/kaolin boxes and pressure plate extractor. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 175(4), 527–534. <https://doi.org/10.1002/jpln.201100325>
- Schindler, U., Müller, L., von Unold, G., Durner, W., & Fank, J. (2016). Emerging measurement methods for soil hydrological studies. In L. Müller, A. K. Sheudshen, & F. Eulenstein (Eds.), *Novel methods for monitoring and managing land and water resources in Siberia* (pp. 345–363). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24409-9_14
- Schulze, E.-D., Lange, O. L., Buschbom, U., Kappen, L., & Evenari, M. (1972). Stomatal responses to changes in humidity in plants growing in the desert. *Planta*, 108(3), 259–270. <https://doi.org/10.1007/BF00384113>
- Schwärzel, K., Renger, M., Sauerbrey, R., & Wessolek, G. (2002). Soil physical characteristics of peat soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 165(4), 479–486. [https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200208\)165:4<479::AID-JPLN479>3.0.CO;2-8](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200208)165:4<479::AID-JPLN479>3.0.CO;2-8)
- Sekucia, F., Dłapa, P., Kollár, J., Cerdá, A., Hrabovský, A., & Svobodová, L. (2020). Land-use impact on porosity and water retention of soils rich in rock fragments. *CATENA*, 195, 104807. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104807>
- Silva, J. S., Rego, F. C., & Mazzoleni, S. (2006). Soil water dynamics after fire in a Portuguese shrubland. *International Journal of Wildland Fire*, 15(1), 99–111. <https://doi.org/10.1071/WF04057>
- Solone, R., Bittelli, M., Tomei, F., & Morari, F. (2012). Errors in water retention curves determined with pressure plates: Effects on the soil water balance. *Journal of Hydrology*, 470–471, 65–74. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.017>
- Stendahl, J., Lundin, L., & Nilsson, T. (2009). The stone and boulder content of Swedish forest soils. *CATENA*, 77(3), 285–291. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.02.011>
- Tallieu, C., Chaste, E., Brèteau, S., Veuillen, L., & Bréda, N. (2023). Une vision pluridisciplinaire des sécheresses en forêt: comment les quantifier, évaluer leurs impacts et s’y adapter. *Revue Forestière Française*, 74(2), 307–321. <https://doi.org/10.20870/revforfr.2023.7615>
- Tetegan, M., Richer de Forges, A. C., Verbeque, B., Nicoullaud, B., Desbourdes, C., Bouthier, A., Arrouays, D., & Cousin, I. (2015). The effect of soil stoniness on the estimation of water retention properties of soils: A case study from central France. *CATENA*, 129, 95–102. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.03.008>
- Townend, J., Reeve, M. J., & Carter, A. (2000). Water release characteristic. In *Soil and environmental analysis* (2nd ed.). CRC Press.
- Tuller, M., Or, D., & Dudley, L. M. (1999). Adsorption and capillary condensation in porous media: Liquid retention and interfacial configurations in angular pores. *Water Resources Research*, 35(7), 1949–1964. <https://doi.org/10.1029/1999WR900098>
- Verbist, K., Baetens, J., Cornelis, W. M., Gabriels, D., Torres, C., & Soto, G. (2009). Hydraulic conductivity as influenced by stoniness in degraded drylands of Chile. *Soil Science Society of America Journal*, 73(2), 471–484. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0066>

- Viro, P. J. (1952). On the determination of stoniness. *Journal of Soil Science*, 23.
- Wang, M., Kong, L., & Zang, M. (2015). Effects of sample dimensions and shapes on measuring soil–water characteristic curves using pressure plate. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 7(4), 463–468. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2015.01.002>
- Wergifosse, L. de, André, F., Beudez, N., de Coligny, F., Goosse, H., Jonard, F., Ponette, Q., Titeux, H., Vincke, C., & Jonard, M. (2020). HETEROFOR 1.0: A spatially explicit model for exploring the response of structurally complex forests to uncertain future conditions – Part 2: Phenology and water cycle. *Geoscientific Model Development*, 13(3), 1459–1498. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1459-2020>
- Will, R. E., Wilson, S. M., Zou, C. B., & Hennessey, T. C. (2013). Increased vapor pressure deficit due to higher temperature leads to greater transpiration and faster mortality during drought for tree seedlings common to the forest–grassland ecotone. *New Phytologist*, 200(2), 366–374. <https://doi.org/10.1111/nph.12321>
- Wösten, J. H. M., Lilly, A., Nemes, A., & Le Bas, C. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90(3), 169–185. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(98\)00132-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00132-3)

Annexe 1

Description pédologique des sites d'études par horizon (A. Doat dans son Rapport succinct juin 2022)

Site : **Epioux** Coordonnées GPS : 49° 45.590' N - 5° 16.927' E Descripteurs : Hugues Titeux, Anne Doat Date : 13/09/2021

Pente (% , ori) : < 7% Essences : Hêtre Echantillonneurs : Anne Doat, Loïc Demoulin, Arnaud Willems

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines - Autre
1 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, « H1 »)	Ah	0 – 2 à 5	7.5YR – 2.5/3 Brun très foncé	Limon sableux	Polyédrique subangulaire développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	0% (estimation visuelle) à 2% (estimation au couteau)	Oui, grosses racines
2 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, « H1 »)	Bw1	2 à 5 - 17	10YR – 3/6 Brun jaunâtre foncé	Limon sableux	Polyédrique subangulaire un peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Non	5% (estimation visuelle) à 10% (estimation au couteau)	Oui, grosses racines
3 (horizon échantillonné comme « H2 »)	Bw2	17 – 65 à 80	10YR – 4/6 Brun jaunâtre foncé	Limon et argileux (plus argileux vers le bas)	Polyédrique subangulaire un peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Non	30% (estimation visuelle et au couteau)	Encore quelques grosses racines, sinon des plus fines
4 (horizon échantillonné comme « H3 »)	BC1	65 à 80 – 130	2.5YR – 6/3 Brun rougeâtre clair	Limon argileux	Pas de structure : que des cailloux orientés de manière irrégulière (mélangés)	Non	80% (estimation visuelle et au couteau)	Très peu de racines, fines

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines - Autre
5 (horizon échantillonné comme « H4 »)	BC2	130 – 200 (etc.)	Dominante : 5Y – 6/2 Gris olive clair Secondaire : 2.5YR – 6/2 Rouge pâle (phénomène rédox ancien, du paléolithique)	Limon argileux	Pas de structure, mais des cailloux orientés de manière plus régulière	Oui, hydromorphie, mais ancienne (couleurs rosées)	80% (estimation visuelle et au couteau)	Une racine fine encore observée jusque 155 cm et 180 cm de profondeur

Notes supplémentaires :

Eléments grossiers : Des schistes, quelques grès et quartz. Les schistes de l'horizon 4 ne sont pas disposés selon un même pendage, mais « mélangés », cet horizon proviendrait d'un phénomène de solifluxion, avec peut-être apport de colluvion.

Explication de la caractérisation des horizons : Les horizons de surface (H1 à H3) sont très filtrants, poreux en surface (« bon sol brun »). Les horizons de profondeur (surtout l'horizon 4), laisse passer les racines moins facilement, horizons moins filtrants...

L'horizon 4 proviendrait d'un phénomène de solifluxion, avec peut-être un apport de colluvions. La ligne rosée dans le haut de l'horizon 5 se serait formée en condition tropicale, de même que les tâches rosées (rouge pâle) de l'horizon 5, qui seraient des traces d'hydromorphie (gris-rouge pâle) ancienne, datant du paléolithique.

Remarques :

- un forage réalisé dans les environs jusqu'à 25m de profondeur (pour étude de stabilité, dans le cadre d'une construction de génie civil) n'a pas permis d'atteindre une couche cohérente ; impression que tout était mélangé, « un peu n'importe quoi » de couche en couche... (propos partagés par l'agent de triage).

- les peuplements de hêtres sont plutôt dépérissant dans les environs ; en ne regardant que les horizons de surface (jusqu'à 50-60 cm, « bon sol brun, filtrant »), cela ne peut l'expliquer, mais en regardant les horizons en profondeur (au-delà de 50-60 cm), on peut comprendre que la réserve en eau soit limitée, le « bon sol brun » ne se poursuit pas.

Site : Gribelle

Coordonnées GPS : 49° 58.757' N - 005° 00.519' E

Descripteurs : Hugues Titeux, Anne Doat

Date : 22/03/2021

Pente (% , ori) : < 7%

Essences : Hêtre

Echantillonneurs: Anne Doat, François Rahir, Loïc Demoulin

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines - Autre
1	AB	0 – 35 (40)	7.5YR – 3/3 Brun foncé	Limon	Polyédrique très développé (4, sur une échelle de 1 à 4)	Non	5% (estimation visuelle) à 5% (estimation au couteau)	Racines Schisto-gréseux
2	Bw	35 (40) - 70	10YR – 4/6 Brun foncé jaunâtre	Limon	Polyédrique subangulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	10% (estimation visuelle) à 20 % (estimation au couteau)	Racines Schisto-gréseux
3	BC1	70 – 90	10 YR – 5/4 Brun jaunâtre	Limon	Pas de structure NB : horizon discontinu (pas présent partout)	Non	80% (estimation visuelle et estimation au couteau)	Schisto-gréseux, bigarré ; mais beaucoup de schistes très fins, disposés horizontalement
4	BC2	90 – 145 (150) (ondule)	10 YR – 5/4 Brun jaunâtre	Limon	Polyédrique subangulaire, peu développé (1, sur une échelle de 1 à 4) ; voire « massive »	Traces d'hydromorphie (20% de la surface)	70% (estimation visuelle) à 85 % (estimation au couteau)	Schisto-gréseux (mélange de gros schistes et schistes plus fins, bigarrés)

Notes supplémentaires :

Eléments grossiers : Schistes et grès, en proportions variables selon les horizons ; avec apports de phyllades dans le premier mètre, allochtone. A l'origine, l'horizon 5 devait être schisto-gréseux, mais suite à l'altération, il ne reste que les grès (la terre limoneuse de l'H5 vient de l'altération des schistes).

Explication de la caractérisation des horizons : L'horizon 4 provient d'un processus de solifluxion (glissement de terrain) (voire d'un ancien lit de rivière)

Horizons échantillonnés : Les agrégats prélevés à l'horizon 3 et 4 sont fort chargés en petits éléments grossiers. Ils ne tiendront peut-être pas à la saturation et aux manipulations en laboratoire. Il n'a pas été possible de prélever des Kopecky pour l'horizon

Site : Herbeumont

Coordonnées GPS : 49° 48.408' N - 005° 16.604' E

Descripteurs : Hugues Titeux, Anne Doat

Date : 24/11/2020 Pente (% , ori) : < 7%

Essences : Hêtre

Echantillonneurs: Anne Doat,

François Rahir, Loïc Demoulin

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines Autre
1 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, « H1 »)	Ah	0 – 2	7.5YR – 2.5/1 Noir	Limon	Grumeleuse, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	0 % (estimation visuelle et au couteau)	Racines.
2 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, « H1 »)	AB	2 - 6	7.5YR – 2.5/3 Marron	Limon	Polyédrique subangulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	1 % (estimation visuelle et au couteau)	Racines. Petits graviers quartzeux.
3 (horizon échantillonné comme « H2 »)	Bw1	6 - 25	7.5YR – 5/6 Brun intense	Limon	Polyédrique subangulaire, un peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Non	2 % (estimation visuelle) à 5 % (estimation au couteau)	Racines. Graviers quartzeux un peu plus gros que ceux de l'horizon supérieur (jusqu'à 2-3 cm de diamètre)

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines Autre
4 (horizon échantillonné comme « H3 »)	Bw2	25 - 45	10YR – 5/6 Brun	Limon argileux	Polyhédrique subangulaire, un peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Non	5 % (estimation visuelle) à 10 % (estimation au couteau)	Racines. Mélange de quartz (beaucoup plus gros en certains endroits) et de schistes
5 (horizon échantillonné comme « H4 »)	BC1	45 - 75	2.5Y – 6/3 Et 2.5Y – 5/4 Brun jaune	Limon argileux	Polyhédrique subangulaire, un peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Non	10 % (estimation visuelle) à 20 % (estimation au couteau)	Racines. Mélange de quartz (beaucoup plus gros en certains endroits) et de schistes

Notes supplémentaires :

Eléments grossiers : Schiste et quartz. Gros morceaux de quartz épars, sur tout l'horizon. Les schistes ne remontent pas jusqu'en surface.

Explication de la caractérisation des horizons : le gradient de texture serait dû à un apport de Loess.

Horizons échantillonnés : en raison de la faible épaisseur de l'horizon 1 (de 0 à 2 cm d'épaisseur) et 2 (de 2 à 4 cm d'épaisseur), ces horizons sont échantillonnés ensemble. Nous avons donc 6 « horizons » d'échantillonnage : horizon 1 échantillonné « H1 » = horizons pédologiques 1 et 2 ; horizon 2 échantillonné « H2 » = horizon pédologique 3 ; horizon 3 échantillonné « H3 » = horizon pédologique 4 ; horizon 4 échantillonné « H4 » = horizon pédologique 5 ; horizon 5 échantillonné « H5 » = horizon pédologique 6 ; horizon 6 échantillonné « H6 » = horizon pédologique 7.

Site : Hestreux (Baelen) Coordonnées GPS : 50°33.9820' N – 6°01.9781' E Descripteurs : Hugues Titeux, Anne Doat Date : 23/08/2021
Pente (% , ori) : < 7% Essences : Hêtre Echantillonneurs: Anne Doat, Loïc Demoulin, Arnaud Willems

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines Autre
1 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, «H1»)	Ah	0–2à5 (variable)	10YR – 2/1 Noir	Limoneux	Grumeleux, très développé (4, sur une échelle de 1 à 4)	Non	0% (estimation visuelle) à 2% (estimation au couteau)	Oui
2 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, «H1»)	Bw1	2à5–10à25 (variable)	10YR – 3/4 Brun jaunâtre foncé	Limoneux	Polyédrique subangulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	5% (estimation visuelle) à 10% (estimation au couteau)	Grosses racines
3 (horizon échantillonné comme « H2 »)	Bw2	10à25–45 (variable)	10YR – 5/8 Brun jaunâtre	Limoneux	Polyédrique subangulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	10% (estimation visuelle) à 20% (estimation au couteau)	Grosses racines
4 (horizon échantillonné comme « H3 »)	BC1	45–80	Dominante : 10YR – 5/6 Brun jaunâtre Secondaire : 7.5YR – 4/6 Brun foncé	Argilo-limoneux	Polyédrique angulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Oui, traces d'hydromorphie, 20% de la surface	20% (estimation visuelle) à 30% (estimation au couteau)	Plus petites racines

5 (horizon échantillonné comme « H4 »)	BC2	80 – 200	50% : 7.5YR – 5/8 Brun foncé 50% : 5Y – 7/1 Gris clair	Argileux	Polyédrique angulaire, peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Oui, traces d'hydromorphie, 50% de la surface	35% (estimation visuelle) à 50% (estimation au couteau)	Quelques racines fines, souvent en amas, contre la roche
--	-----	----------	---	----------	--	--	--	---

Notes supplémentaires :

Eléments grossiers : Schisto-gréseux (pas du grès avec de gros grains de sable visibles, d'où l'appellation « schisto-gréseux »). Quelques cailloux de quartz.
Présence de gros blocs de roche dans l'horizon 5, ainsi que des petits graviers, mélangés.

Site : Menuchenet

Coordonnées GPS : 49° 50.767' N - 5° 04.850' E

Descripteurs : Hugues Titeux, Anne Doat

Date :
25/05/2021

Pente (% , ori) : < 10%

Essences : Hêtre

Echantillonneurs: Anne Doat, François Rahir, Loïc Demoulin

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines - Autre
1 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, «H1»)	Ah	0 – 3	10YR – 2/1 Noir	Limoneux	Polyédrique subangulaire développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	0% (estimation visuelle et estimation au couteau)	Chevelu racinaire
2 (horizon 1 et 2 échantillonnés ensemble, «H1»)	AB	3–15	7.5YR – 2.5/3 Brun très foncé	Limoneux	Polyédrique subangulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	0% (estimation visuelle) à 5% (estimation au couteau)	Grosses racines
3 (horizon échantillonné comme « H2 »)	Bw1	15–40	7.5YR – 4/6 Brun foncé	Limoneux	Polyédrique subangulaire un peu développé (2, sur une échelle de 1 à 4)	Non	10% (estimation visuelle) à 10% (estimation au couteau)	Quelques grosses racines encore
4 (horizon échantillonné comme « H3 »)	Bw2	40–60	7.5YR – 4/4 Brun	Limoneux	Polyédrique angulaire très peu développé (1, sur une échelle de 1 à 4)	Non	20% (estimation visuelle) à 30% (estimation au couteau) Essentiellement des grès quartzitique	Quelques racines plus fines

5 (horizon échantillonné comme « H4 »)	BC1	60 – 130 (ondule)	5YR – 4/4 Brun rougeâtre	Limoneux	Polyédrique angulaire très peu développé (1, sur une échelle de 1 à 4)	Non	40% (estimation visuelle et estimation au couteau) Essentiellement des grès quartzitique	Quelques racines fines
6 (horizon échantillonné comme « H5 »)	BC2	130 – 200	Poches de couleurs différentes : - 5Y – 4/1 (gris foncé) 5YR – 4/4 (brun rougeâtre) - GLEY1 – 3/N (gris très foncé)	Limoneux	Polyédrique angulaire très peu développé (1, sur une échelle de 1 à 4)	Non	20% (estimation visuelle) à 30% (estimation au couteau)	Quelques racines fines
7 (horizon échantillonné comme « H6 »)	C	200–... (plus que du schiste altéré)	GLEY1 – 3/N Gris très foncé	Limoneux	Pas de structure (schiste « mou, doux », provenant des cailloux schisteux altérés)	Non	10% (estimation visuelle et estimation au couteau) Quelques grès présents	Quelques racines fines, jusqu'au-delà de 200 cm (s'enfoncent encore dans le fond de la fosse)

Notes supplémentaires :

Eléments grossiers : Des phyllades, des grès quartzitiques et du quartz se trouvent en profondeur (horizon 7). Seuls les grès quartzitiques et le quartz se retrouvent en surface, les phyllades s'étant altérées.

Explication de la caractérisation des horizons : Il est possible qu'il y ait eu de l'érosion avec accumulation de cailloux avec la pente, ce qui pourrait expliquer les poches de couleurs différentes de l'horizon 5 (60 - 130 cm). Il se pourrait aussi que les poches plus jaunes de l'horizon 6 (horizon plutôt rouge) soient dues à de l'altération plus récente (en absence de matière organique, l'oxyde de fer est jaune, et non brun).

Racines : racines fines et mycorhizes observées au-delà de 200 cm (jusqu'à 250 cm au moins, et continuent au-delà). Suivent les veines « ocre » à travers l'horizon 5 rougeâtre.

Site : Vielsalm

Coordonnées GPS : 50° 18.436' N - 5° 59.963' E Descripteurs : Hugues Titeux, Anne Doat

Date : 03/05/2021

Pente (% , ori) : < 7%

Essences : Hêtre

Echantillonneurs: Anne Doat, François Rahir, Loïc Demoulin

Horizon n°	Type	Profondeur (cm)	Couleur	Texture	Structure	Compaction Hydromorphie	% EG	Racines - Autre
1	Ah	0–(6)10	7.5YR – 2.5/1 Noir et (transition vers) 7.5YR – 2.5/2 Brun très foncé	Limoneux	Polyédrique subangulaire développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	5% (estimation visuelle et estimation au couteau)	Racines
2	Bw1	10–55	10YR – 5/4 Brun jaunâtre	Limoneux argileux	Polyédrique subangulaire, développé (3, sur une échelle de 1 à 4)	Non	5% (estimation visuelle) à 15% (estimation au couteau)	Racines
3	Bw2	55 – 115	10YR – 5/6 Brun jaunâtre	Limoneux	Polyédrique angulaire très peu développé (1, sur une échelle de 1 à 4)	Hydromorphie autour des racines	20% (estimation visuelle) à 30 % (estimation au couteau) (augmente vers le bas, gradient de haut en bas)	Racines

5	BC2 ou 2BC	165 – 210 ...	10R – 5/4 Rouge pâle (rose)	(très) Limoneux	Tabulaire (couches horizontales tassées)	Non	0% (estimation visuelle et estimation au couteau) Mais à certains endroits de la fosse, il y a de gros quartzite à gros grains	Pas de racines observées, sur la face du profil, or, lors de l'échantillonnage, certaines veines de racines ont été détectées.
---	---------------	------------------	--------------------------------	--------------------	---	-----	--	---

Notes supplémentaires :

Eléments grossiers : Schistes, grès blancs, quartzite verdâtre (« pierre de meule » de la région). Horizon 5 : couche altérée sous climat tropical : la couleur « rose » provient des schistes altérés ; présence de kaolinite (se forme sous climat tropical), doux au touché ; présence de quelques gros quartzites à gros grains. De l'horizon 4 à 1 : sol amené par solifluxion (sol qui vient d'ailleurs, mélange entre ce qui vient de la solifluxion et du lœss).

Explication de la caractérisation des horizons : L'horizon 5 (altéré sous climat tropical, présence de kaolinite) a été recouvert par les horizons supérieurs (1 à 4) arrivés par solifluxion et dépôt de Lœss dans les premiers horizons. Cela explique que la charge caillouteuse de ces horizons provenant d'ailleurs (horizons 4,3,2,1) soit supérieure à celle de l'horizon 5, altéré sous climat tropical. Ils ont cependant les mêmes matériaux (mêmes quartzite, et on retrouve les schistes qui ont sans doute été altérés dans l'horizon).

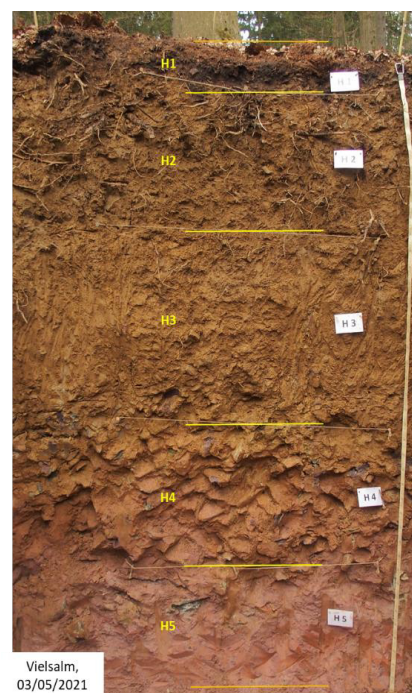
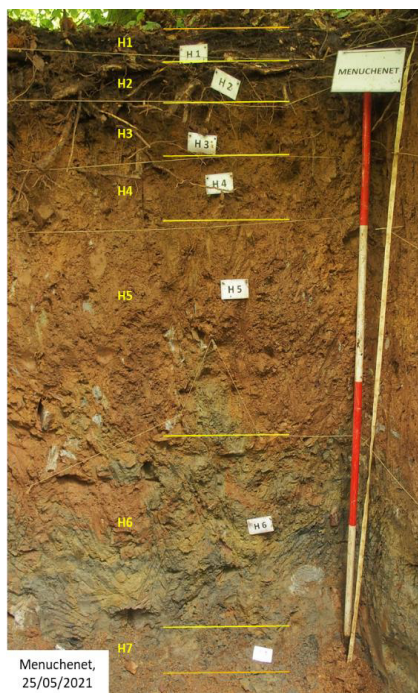
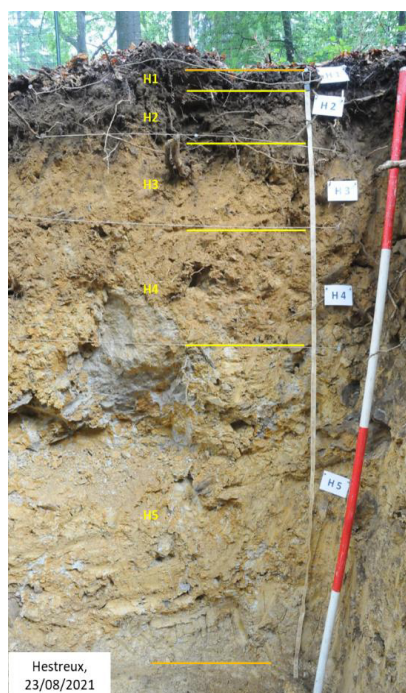
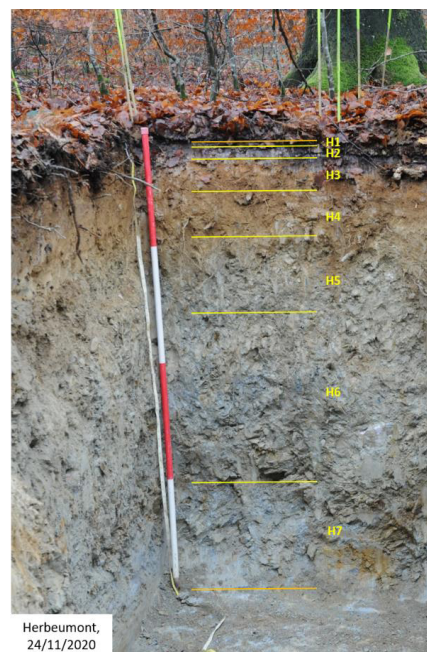
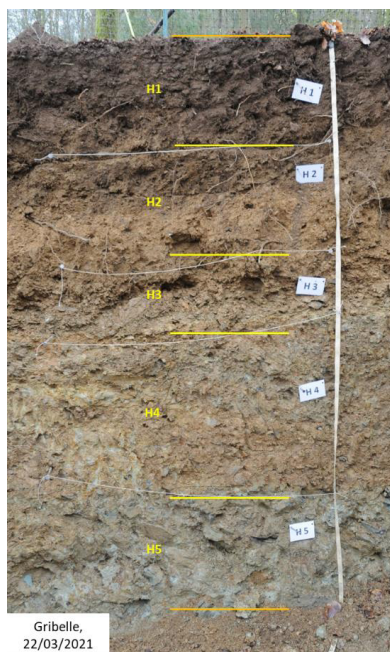


Figure 33: Photos des profils de sols des six sites étudiés, prises par A. Doat lors des campagnes d'échantillonnage.

Annexe 2

Tableau 15: Poids (g) des éléments grossiers (EG), des racines (R) et de la terre fine (TF) suite au tamisage des kopecky.

Site	Horizon	Num	EG	R	TF
EPI	H1	154	17,6	0,2	62,6
EPI	H1	155	20,3	0,3	65,2
EPI	H1	156	21,5	1,0	81,8
EPI	H2	158	24,9	0,1	79,5
EPI	H2	159	25,2	0,1	127,7
EPI	H2	160	19,0	0,2	121,2
EPI	H3	162	113,1	0,0	83,8
EPI	H3	163	122,1	0,0	70,4
EPI	H3	164	92,1	0,4	86,1
EPI	H4	166	67,6	0,0	111,3
EPI	H4	167	8,3	0,0	154,6
EPI	H4	168	115,1	0,0	80,7
GRI	H1	056	12,8	0,2	81,2
GRI	H1	057	19,1	0,1	88,4
GRI	H1	058	15,6	0,4	102,1
GRI	H2	061	48,8	0,0	78,5
GRI	H2	062	54,5	0,0	21,6
GRI	H2	063	25,3	0,0	85,4
GRI	H3	065	125,5	0,0	57,7
GRI	H3	066	84,0	0,0	94,7
GRI	H3	067	107,9	0,0	74,4
GRI	H4	069	83,7	0,0	115,6
GRI	H4	070	66,3	0,0	54,1
GRI	H4	071	54,1	0,0	71,7
HER	H1	040	11,5	0,3	61,1
HER	H1	041	8,6	0,2	54,9
HER	H1	042	9,4	0,3	61,4
HER	H2	044	13,7	0,3	79,4
HER	H2	045	12,5	0,3	63,7
HER	H2	046	12,0	0,1	78,8
HER	H3	048	17,0	0,1	81,4
HER	H3	049	15,2	0,1	91,2
HER	H3	051	17,2	0,0	107,5
HER	H4	052	32,8	0,1	121,7
HER	H4	054	30,0	0,1	124,0
HER	H4	055	56,3	0,0	102,4
HES	H1	138	5,9	4,5	47,0
HES	H1	139	20,1	0,5	62,1
HES	H1	140	14,5	0,1	77,7
HES	H2	142	7,6	0,1	98,7
HES	H2	143	17,1	0,0	118,8

Site	Horizon	Num	EG	R	TF
HES	H2	144	7,7	0,1	100,4
HES	H3	146	7,1	0,1	130,6
HES	H3	147	16,5	0,0	131,0
HES	H3	148	19,1	0,0	126,0
HES	H4	150	21,1	0,1	142,5
HES	H4	151	29,2	0,0	136,4
HES	H4	152	50,6	0,0	132,1
MEN	H1	113	12,8	0,6	70,2
MEN	H1	114	12,0	0,3	86,0
MEN	H1	115	8,2	0,2	73,9
MEN	H2	118	19,3	0,1	92,7
MEN	H2	119	12,7	0,1	99,2
MEN	H2	120	11,3	0,4	91,7
MEN	H3	122	15,9	0,0	126,2
MEN	H3	123	23,6	0,0	124,4
MEN	H3	124	21,0	0,0	140,3
MEN	H4	126	40,4	0,0	138,0
MEN	H4	127	32,1	0,0	143,1
MEN	H4	128	53,4	0,0	129,7
MEN	H5	130	31,0	0,0	140,0
MEN	H5	131	36,3	0,0	141,6
MEN	H5	132	30,9	0,0	149,6
MEN	H6	134	102,1	0,0	95,7
MEN	H6	135	107,6	0,0	87,2
MEN	H6	136	85,8	0,0	109,0
VIE	H1	097	11,1	0,6	85,4
VIE	H1	098	20,0	0,4	58,5
VIE	H1	099	19,2	0,1	64,9
VIE	H2	101	5,3	0,3	138,6
VIE	H2	102	19,7	0,2	105,5
VIE	H2	103	6,6	0,8	103,8
VIE	H3	105	2,7	0,0	162,5
VIE	H3	106	7,3	0,1	167,1
VIE	H3	107	7,7	0,0	170,2
VIE	H5	109	0,0	0,0	162,0
VIE	H5	110	0,0	0,0	165,7
VIE	H5	111	0,0	0,0	167,3

Tableau 16: Charge caillouteuse volumique (CC, cm³/cm³) estimée à partir des volumes de sol de 4 l et des agrégats et des kopecky par horizon. Le nombre d'échantillons traités pour calculer la moyenne et l'écart-type est mentionné pour chaque horizon.

		Volume			Agrégats			Kopecky		
Site	Horizon	Nbre	Moyenne	Ecart-type	Nbre	Moyenne	Ecart-type	Nbre	Moyenne	Ecart-type
EPI	H1	3	0,08	0,29	45	0,06	0,03	3	0,08	0,01
EPI	H2	3	0,14	1,36	47	0,07	0,04	3	0,10	0,01
EPI	H3	3	0,45	0,61	46	0,11	0,13	3	0,46	0,06
EPI	H4	3	0,17	8,44	50	0,11	0,14	3	0,27	0,22
GRI	H1	3	0,05	0,36	42	0,06	0,02	3	0,06	0,01
GRI	H2	3	0,15	1,29	43	0,20	0,07	3	0,17	0,06
GRI	H3	3	0,31	5,10	42	0,37	0,09	3	0,42	0,08
GRI	H4	3	0,28	2,35	42	0,28	0,09	3	0,27	0,06
HER	H1	3	0,03	0,75	45	0,03	0,02	3	0,04	0,01
HER	H2	3	0,05	0,75	46	0,05	0,02	3	0,05	0,00
HER	H3	3	0,07	2,14	44	0,07	0,03	3	0,07	0,00
HER	H4	3	0,15	2,85	45	0,11	0,05	3	0,16	0,06
HES	H1	3	0,06	0,52	43	0,05	0,03	3	0,06	0,03
HES	H2	3	0,07	1,55	47	0,03	0,02	3	0,04	0,02
HES	H3	3	0,14	2,31	48	0,04	0,03	3	0,06	0,02
HES	H4	3	0,28	1,88	50	0,19	0,09	3	0,13	0,06
MEN	H1	3	0,02	0,60	42	0,03	0,01	3	0,05	0,01
MEN	H2	3	0,06	2,03	44	0,07	0,03	3	0,06	0,02
MEN	H3	3	0,07	1,44	44	0,09	0,04	3	0,08	0,02
MEN	H4	3	0,14	0,77	44	0,15	0,04	3	0,17	0,04
MEN	H5	3	0,08	1,60	44	0,02	0,05	3	0,13	0,01
MEN	H6	/	/	/	39	0,00	0,00	3	0,00	0,00
VIE	H1	3	0,04	0,49	40	0,03	0,04	3	0,07	0,02
VIE	H2	3	0,05	0,82	43	0,05	0,03	3	0,04	0,03
VIE	H3	3	0,05	1,74	41	0,05	0,03	3	0,02	0,01
VIE	H5	3	0,02	2,98	44	0,00	0,00	3	0,00	0,00

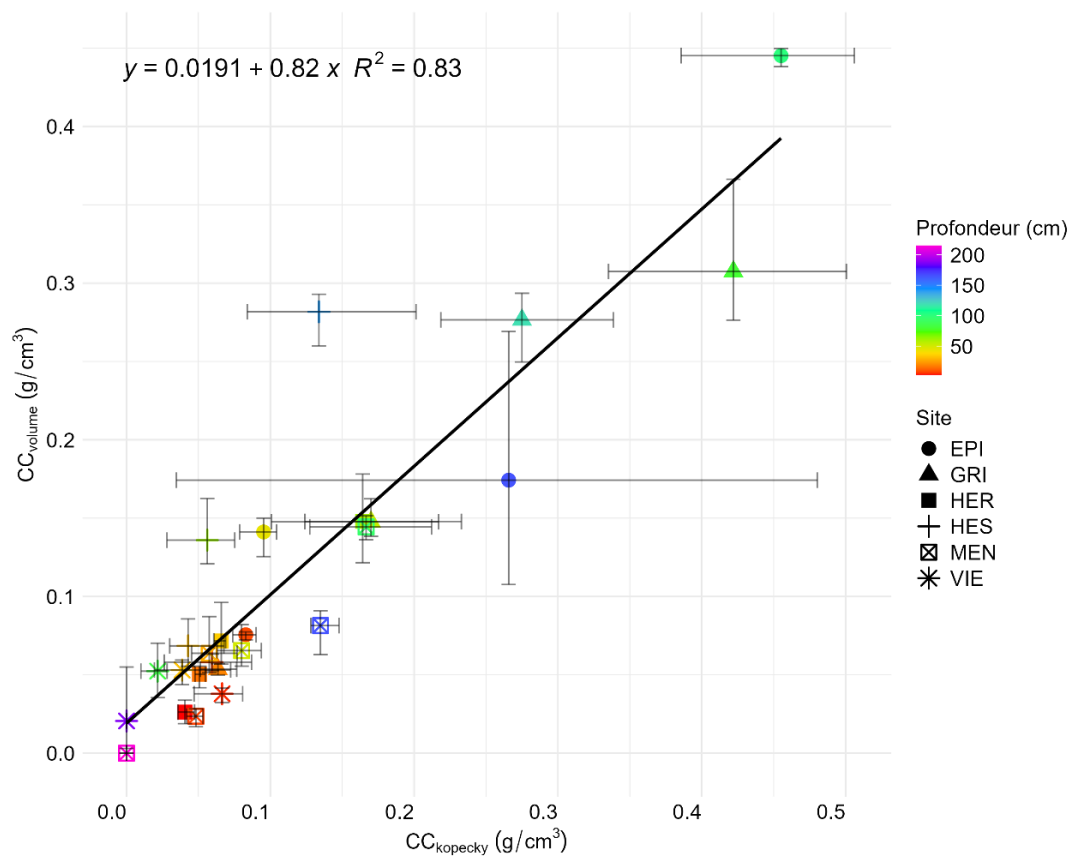


Figure 34: Charge caillouteuse volumique (cm^3/cm^3) estimée à partir des kopecky et des volumes de sol (4 l) par horizon.

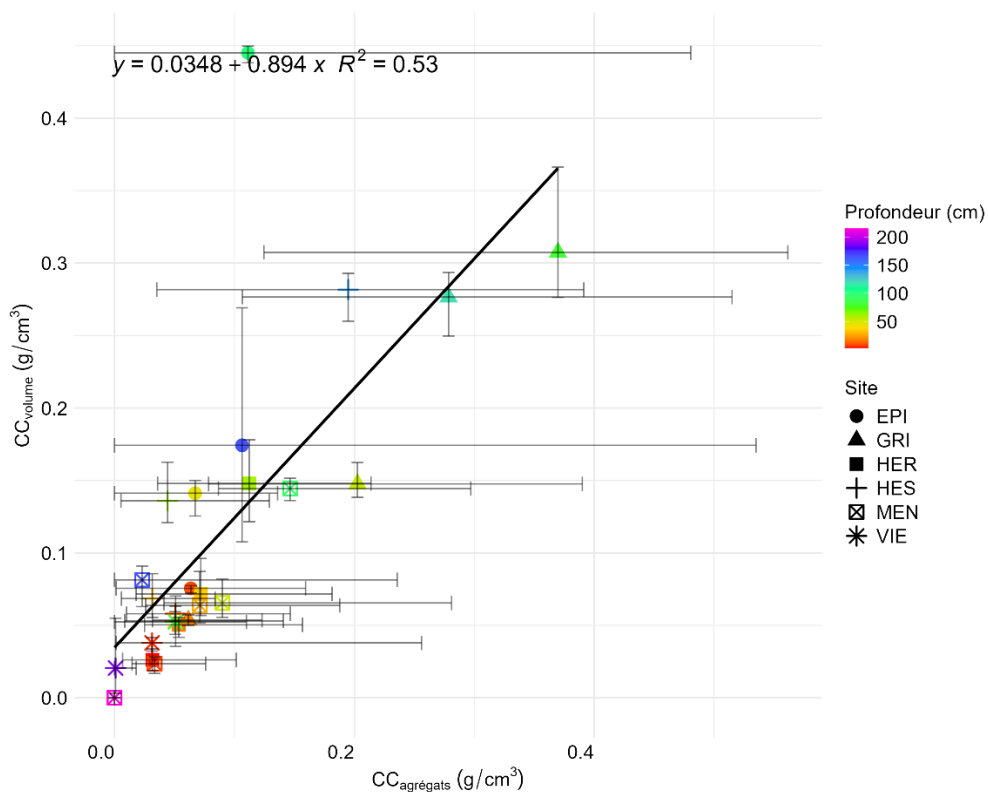


Figure 35: Charge caillouteuse volumique (cm^3/cm^3) estimée à partir des agrégats et des volumes de sol (4 l) par horizon.

Annexe 3

Test Kruskal – Wallis

Le test de Kruskal-Wallis est une méthode non paramétrique utilisée pour comparer les distributions de plusieurs échantillons indépendants. Il est une généralisation du test de Wilcoxon-Mann-Whitney et est utilisé lorsque les hypothèses de normalité ne sont pas respectées pour l'ANOVA. Le test de Kruskal-Wallis repose sur les rangs des données plutôt que sur les valeurs brutes, ce qui le rend robuste aux déviations de la normalité. Il évalue si les distributions des échantillons sont identiques sans supposer une forme spécifique pour la distribution.

Tableau 17: Résultat du test statistique Kruskal - Wallis (pvalue avec un seuil à 0,05) la masse volumique apparente (ρ_a , g/cm³) des agrégats et kopecky.

site	horizon	ρ_a
EPI	H1	0,44302
EPI	H2	0,10487
EPI	H3	0,2904
GRI	H1	0,45329
GRI	H2	0,42381
GRI	H3	0,12038
GRI	H4	0,96012
HER	H1	0,27135
HER	H2	0,31743
HER	H3	0,71619
HER	H4	0,15315
HES	H1	0,00424
HES	H2	0,07507
HES	H3	0,14879
HES	H4	0,16419
MEN	H1	0,24341
MEN	H2	0,19651
MEN	H3	0,08655
MEN	H4	0,56782
MEN	H5	0,25312
MEN	H6	0,01729
VIE	H1	0,00387
VIE	H2	0,49395
VIE	H3	0,31745
VIE	H5	0,36959

Annexe 4

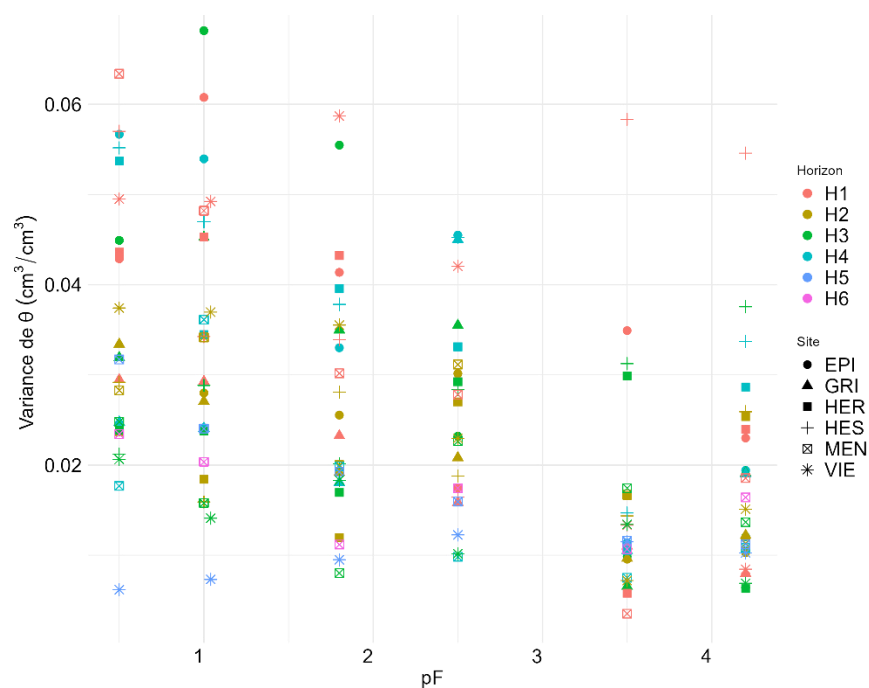


Figure 36: Variance des teneurs en eau volumiques mesurées sur les agrégats à différents pF. Les couleurs distinguent les horizons échantillonnés où kopecky et agrégats ont été extraits et les formes les sites concernés.

Tableau 18: Nombre d'agrégats utilisés par horizon lors des mesures de teneurs en eau à différents pF.

site	horizon	pF 0,5	pF 1	pF 1,8	pF 2,5	pF 3,5	pF 4,2
EPI	H1	10	12	11	10	1	1
	H2	12	12	11	10	1	1
	H3	12	12	9	11	1	1
	H4	12	12	12	12	1	1
GRI	H1	10	10	10	10	1	1
	H2	10	11	10	10	1	1
	H3	9	11	10	10	1	1
	H4	10	10	10	10	1	1
HER	H1	10	12	10	11	1	1
	H2	10	12	10	12	1	1
	H3	10	11	10	11	1	1
	H4	10	11	10	12	1	1
HES	H1	10	11	10	10	1	1
	H2	12	11	11	11	1	1
	H3	12	11	11	12	1	1
	H4	12	13	11	12	1	1
MEN	H1	12	10	10	8	1	1
	H2	12	10	10	10	1	1
	H3	12	10	10	10	1	1
	H4	11	10	11	10	1	1
	H5	11	10	12	9	1	1
	H6	9	10	10	8	1	1

site	horizon	pF 0,5	pF 1	pF 1,8	pF 2,5	pF 3,5	pF 4,2
VIE	H1	9	9	10	10	1	1
	H2	10	10	10	11	1	1
	H3	9	10	10	10	1	1
	H5	10	9	13	10	1	1

Annexe 5

Tableau 19: Photos d'une partie des échantillons de type kopecky pour lesquels une correction de volume a été effectuée au début de la mesure par le système HYPROP et à la sortie du séchage en étuve subséquente

Correction de volume au début de la mesure par le système HYPROP	
EPI_H4_166 (105 cm³) 	HER_H4_Ka_054 (105 cm³) 
HER_H1_Ka_040 (91,2 cm³) 	HER_H1_Ka_041 (87,2 cm³) 
HER_H1_Ka_042 (91,2 cm³) 	MEN_H1_Ka_115 (96 cm³) 
Correction de volume après le passage à l'étuve après la méthode de mesures HYPROP	
MEN_H1_Ka_115 (80,4 cm³)	VIE_H1_Ka_097 (87,5 cm³)



VIE_H1_Ka_098
(91,3 cm³)



HES_H1_Ka_138
(89,5 cm³)



HES_H1_Ka_139
(91,3 cm³)



HES_H1_Ka_140
(87,5 cm³)



EPI_H1_Ka_154
(83,6 cm³)



EPI_H1_Ka_155
(78,4 cm³)



Tableau 20: Conséquence de la séquence de mesures (i.e. effet du séchage en étuve) sur le poids sec et sur le volume occupé par les échantillons de type kopecky.

Site	Horizon	% pertes de matière sèche (classique – HYPROP)	% Changement de masse volumique apparente (classique – HYPROP)
EPI	H1	2,12 ($\pm 0,14$)	1,13 ($\pm 0,14$)
EPI	H2	1,39 ($\pm 0,31$)	0,39 ($\pm 0,31$)
EPI	H3	1,19 ($\pm 0,23$)	0,52 ($\pm 0,65$)
EPI	H4	1,10 ($\pm 0,17$)	0,10 ($\pm 0,17$)
GRI	H1	1,80 ($\pm 0,31$)	0,81 ($\pm 0,31$)
GRI	H2	3,03 ($\pm 0,4$)	2,38 ($\pm 0,82$)
GRI	H3	1,29 ($\pm 0,43$)	0,30 ($\pm 0,44$)
GRI	H4	0,95 ($\pm 0,21$)	-0,05 ($\pm 0,17$)
HER	H1	4,07 ($\pm 1,16$)	-6,77 ($\pm 0,99$)
HER	H2	1,79 ($\pm 0,14$)	0,49 ($\pm 0,57$)
HER	H3	1,37 ($\pm 0,05$)	0,38 ($\pm 0,05$)
HER	H4	1,03 ($\pm 0,4$)	0,03 ($\pm 0,24$)
HES	H1	2,92 ($\pm 0,71$)	-8,60 ($\pm 1,8$)
HES	H2	1,55 ($\pm 0,17$)	0,56 ($\pm 0,17$)
HES	H3	1,35 ($\pm 0,16$)	0,35 ($\pm 0,17$)
HES	H4	1,60 ($\pm 0,52$)	0,61 ($\pm 0,53$)
MEN	H1	1,59 (± 1)	-6,95 ($\pm 9,75$)
MEN	H2	1,19 ($\pm 0,17$)	0,19 ($\pm 0,17$)
MEN	H3	1,15 ($\pm 0,21$)	0,15 ($\pm 0,21$)
MEN	H4	1,37 ($\pm 0,8$)	0,37 ($\pm 0,8$)
MEN	H5	2,40 ($\pm 0,08$)	0,18 ($\pm 0,8$)
MEN	H6	2,41 ($\pm 0,13$)	0,19 ($\pm 0,81$)
VIE	H1	2,52 ($\pm 0,26$)	-5,57 ($\pm 5,64$)
VIE	H2	1,11 ($\pm 0,17$)	0,11 ($\pm 0,17$)
VIE	H3	1,43 ($\pm 0,09$)	0,43 ($\pm 0,09$)
VIE	H5	0,96 ($\pm 0,17$)	-0,05 ($\pm 0,17$)

Annexe 6

Tableau 21: Données par horizon analysé des six sites analysés comprenant la Réserve en eau utile maximale (RUM, mm) en prenant deux pF de référence pour la capacité au champ et en fonction du type d'échantillons Agrégats (A) et Kopecky (K) ainsi qu'à partir des valeurs de la méthode Jamagne (Jamagne et al., 1977), la charge caillouteuse volumique (cm³/cm³), l'épaisseur de chaque horizon (cm) ainsi que le cumul des épaisseurs des horizons par profil de sol (cm).

		RUM (mm)								
		pF 1,8		pF 2,5			Charge caillouteuse (cm³/cm³)			
Site	Horizon	A	K	A	K	J	A	K	Epaisseur (cm)	cumul épaisseurs horizon (cm)
EPI	H1	30,6	29,0	15,3	12,9	29,8	0,06	0,07	17	17
EPI	H2	92,8	78,5	62,9	63,0	97,1	0,07	0,10	55,5	72,5
EPI	H3	69,1	32,5	81,2	29,6	100,6	0,11	0,47	57,5	130
EPI	H4	96,5	48,7	70,5	61,0	101,5	0,11	0,28	70	200
GRI	H1	88,1	100,9	58,0	64,0	65,6	0,06	0,05	37,5	37,5
GRI	H2	30,2	25,9	11,3	19,0	56,9	0,20	0,19	32,5	70
GRI	H3	9,8	4,9	6,9	3,6	20,0	0,37	0,50	20	90
GRI	H4	31,7	59,5	44,8	57,5	83,4	0,28	0,34	57,5	147,5
HER	H1	10,8	14,8	7,2	9,0	10,5	0,03	0,05	6	6
HER	H2	37,6	39,3	27,8	28,6	33,3	0,05	0,05	19	25
HER	H3	33,9	33,5	28,2	28,1	35,0	0,07	0,07	20	45
HER	H4	56,3	48,6	55,0	46,3	52,5	0,11	0,14	30	75
HES	H1	36,5	44,1	15,7	30,6	34,1	0,05	0,09	17,5	17,5
HES	H2	26,6	31,9	14,1	16,3	53,6	0,03	0,03	27,5	45
HES	H3	40,0	39,4	36,2	27,7	68,3	0,04	0,03	35	80
HES	H4	2,4	14,6	-12,4	-3,1	210,0	0,19	0,08	120	200
MEN	H1	33,2	36,0	17,9	21,8	26,3	0,03	0,05	15	15
MEN	H2	54,9	48,0	42,7	38,9	36,3	0,07	0,08	25	40
MEN	H3	39,0	44,7	26,5	42,9	32,0	0,09	0,06	20	60
MEN	H4	109,1	106,6	75,7	104,6	101,5	0,15	0,16	70	130
MEN	H5	155,9	153,7	166,6	154,6	112,0	0,02	0,13	70	200
MEN	H6	22,3	42,3	19,4	43,8	48,0	0,00	0,00	30	230
VIE	H1	28,6	32,8	11,1	20,9	17,5	0,03	0,05	10	10
VIE	H2	78,0	73,3	68,9	57,7	78,8	0,05	0,02	45	55
VIE	H3	88,2	100,5	49,9	95,0	105,0	0,05	0,01	60	115
VIE	H5	141,8	146,3	139,7	144,0	78,8	0,00	0,00	45	160

Caractérisation des propriétés hydriques et porales des sols forestiers en Ardennes

Le changement climatique accentue la fréquence des sécheresses climatiques, susceptibles de se transformer en sécheresses édaphiques, synonymes de manque d'eau dans le sol disponible pour la végétation. Le déficit hydrique, affectant la photosynthèse et l'allocation des ressources, peut entraîner une réduction temporaire de la vigueur des arbres, pouvant causer un dépérissement et une vulnérabilité accrue face aux agents biotiques.

Il est crucial de quantifier les ressources en eau disponibles pour les arbres, ce qui implique une estimation précise de la réserve en eau utile maximale (RUM). L'amélioration de l'estimation de la RUM est le sujet du projet de recherche du Plan Quinquennal de Recherche et de Vulgarisation forestière 2019-2024 (Action 1.4b P5) commandé par la Région Wallonne et mené par Anne Doat. Les sites d'échantillonnages concernés sont tous des hêtraies sur des sols forestiers limoneux-caillouteux. A. Doat a prélevé différents types d'échantillons dont des agrégats décimétriques et des kopecky non perturbés de 100 cm³. Ce mémoire s'inscrit dans ce projet de recherche en se concentrant sur la mesure des propriétés porales et hydriques sur les kopecky.

Les objectifs principaux sont de comparer les teneurs en eau des kopecky mesurées par la méthode "classique" comprenant le bac à sable et les plaques poreuses en casserole à pression de Richard et Weaver (1944) et la méthode HYPROP (Schindler et al., 2010). L'évaluation de l'impact du type d'échantillons sur les propriétés porales et hydriques et enfin l'estimation de la RUM en tenant compte des éléments grossiers (EG) sont également l'objet de ce travail.

La comparaison des méthodes de mesure a révélé que les deux méthodes donnaient des teneurs en eau cohérentes entre elles pour la plupart des échantillons, particulièrement au potentiel matriciel de pF de 2,5. Toutefois, les échantillons kopecky provenant des horizons organiques déstructurés par le passage à l'étuve entre la méthode classique et la méthode HYPROP ont perdu une partie de leur capacité de rétention d'eau. De plus, la comparaison des deux types d'échantillons a montré que les charges caillouteuses estimées sont significativement différentes contrairement aux masses volumiques apparentes qui leur confèrent une porosité totale généralement équivalente et donc des teneurs en eau proches. Enfin, les résultats d'estimation de la RUM ont souligné que la profondeur du profil de sol et la présence d'EG présentant un haut degré d'altération influencent positivement la rétention d'eau, tandis qu'une charge caillouteuse élevée réduit la disponibilité en eau. Cela met en évidence la nécessité de différencier la terre fine des EG pour évaluer avec précision la contribution des EG à la RUM.

Camille Wezel