

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Unités Science du Sol et Infosol de l'INRA d'Orléans

Thèse présentée par

Marie-Pierre LEFEBVRE

Soutenue le : **29 janvier 2010**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline : Sciences de l'Univers

**Spatialisation de modèles de fonctionnement
hydromécanique des sols appliquée à la prévision
des risques de tassement à l'échelle de la France**

THÈSE dirigée par :

Guy RICHARD

Directeur de Recherche, INRA Orléans, UR SOLS

RAPPORTEURS :

Yves COQUET

Professeur, AgroParisTech, UMR EGC

Martine GUERIF

Directrice de Recherche, INRA Avignon, UMR EMMAH

JURY :

Ary BRUAND

Professeur, Université d'Orléans, UMR ISTO - Président de jury

Yves COQUET

Professeur, AgroParisTech, UMR EGC

Martine GUERIF

Directrice de Recherche, INRA Avignon, UMR EMMAH

Philippe LAGACHERIE

Ingénieur de Recherche, INRA Montpellier, UMR LISAH

Christine LE BAS

Ingénieur de Recherche, INRA Orléans, US Infosol

Guy RICHARD

Directeur de Recherche, INRA Orléans, UR SOLS

Peter WEISSKOPF

Directeur de Recherche, Agroscope ART Reckenholz, Suisse

REMERCIEMENTS

Si une thèse honore le travail de son signataire, elle ne peut être réduite à un travail personnel. C'est, en l'occurrence, le fruit de la convergence de deux Unités, l'Unité de recherche de Science du Sol et l'Unité de service Infosol de l'INRA d'Orléans, le résultat d'une intégration au sein d'une équipe au savoir-faire pluridisciplinaire et d'un encadrement de qualité. C'est aussi l'histoire de rencontres inédites avec des collègues devenus des amis.

Je tiens donc à remercier celles et ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont été présents tout au long de cette période et ont contribué au succès de ce travail :

Tout d'abord mes rapporteurs de thèse, Yves Coquet et Martine Guérif, les examinateurs de ce travail, Philippe Lagacherie et Peter Weiskopf, ainsi que Ary Bruand, le président du jury de cette thèse. Je les remercie d'avoir consacré une part importante de leur temps à la lecture et à l'analyse minutieuse de ce manuscrit.

Au cours de ce travail, je me suis appuyée essentiellement sur trois personnes. Tout d'abord Guy Richard qui m'a permis de travailler sur un projet dont il avait été l'initiateur. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je tiens à le remercier pour son soutien et sa présence à chaque événement important de ma thèse. C'est notamment sa grande disponibilité qui m'a incitée à positiver les difficultés rencontrées dans ce travail.

Je dois également beaucoup à Christine Le Bas d'avoir secondé Guy dans son encadrement. J'ai apprécié son investissement et je n'aurais jamais pu atteindre un travail de cette qualité sans ses conseils sur le traitement des données et sa rigueur rédactionnelle.

Cette thèse présente un gros travail de cartographie qui n'aurait jamais pu voir le jour sans la participation d'Alain Couturier qui a réalisé l'ensemble des travaux de programmation nécessaires à la spatialisation des modèles. Je tiens à le remercier d'avoir été aussi avenant avec moi, son efficacité m'a souvent boostée dans mon travail.

Merci de votre investissement à tous les trois (parfois même les week-ends). J'ai énormément apprécié de travailler avec vous. J'espère retrouver, dans mes futures activités professionnelles, des collaborations aussi riches.

Je souhaite remercier Isabelle Cousin de s'être investie dans ma thèse alors qu'elle était déjà bien occupée par ses propres étudiants, notamment lors de la préparation de mes présentations orales et de la rédaction de la thèse et des articles. Ses conseils ont été très précieux pour améliorer la présentation de mes résultats scientifiques.

Au cours de ces trois années, j'ai été amenée à travailler avec des scientifiques de l'INRA d'Avignon, notamment avec Nadine Brisson sur le paramétrage du modèle STICS. J'ai apprécié ses

conseils au cours des multiples réunions DST et des comités de pilotage et son soutien à ma soutenance de thèse. Merci également à André Chanzy de m'avoir apporté ses connaissances sur l'estimation des paramètres d'un modèle, à Dominique Ripoché de m'avoir aidée tout au long de la thèse sur la prise en main de STICS et à Frédéric Huard pour avoir trouvé réponses à mes questions au sujet des données météorologiques utilisées.

J'ai également travaillé en collaboration avec des scientifiques de l'INRA de Laon et Mons : merci à Bruno Mary de m'avoir aidée sur le paramétrage de STICS et sa validation, à Daniel Boitez pour m'avoir formée à la mesure des courbes de retrait en laboratoire, à Frédéric Bornet pour m'avoir présenté le fonctionnement du triaxial durant mon séjour à Laon, à Hubert Boizard pour son soutien tout au long de ma thèse.

Cette thèse m'a permis de travailler avec Pauline Défossez et Kawtar Saffih-Hdadi à l'INRA de Reims. Je les remercie toutes les deux de m'avoir permis de prendre en main rapidement le modèle COMPSOIL et de m'avoir initiée à la mécanique des sols.

Je n'oublie pas Odile Duval qui a fait en sorte que ce temps passé à l'INRA d'Orléans soit aussi efficace qu'agréable. Ses conseils et son aide m'ont permis de toujours faire face aux événements et sa présence a contribué à rendre plus chaleureuse ma vie professionnelle.

Merci à Dominique Arrouays pour son investissement dans mon travail, notamment lors de mes comités de pilotage, à Tony Dexter et Eva Czyż de leur aide au moment de communiquer mes résultats de stage et de thèse en anglais aussi bien à l'écrit qu'à l'oral, à Bob Jones de l'Université de Cranfield d'avoir suivi mon travail au cours d'un comité de pilotage et de ma soutenance de thèse, à Bernard Nicoullaud de m'avoir fait partager ses connaissances en agronomie.

Merci à Guillaume Giot d'avoir été aussi efficace et disponible tout au long de cette thèse pour m'initier au terrain et au labo (prélèvement de cylindres, application de la méthode de Wind, utilisation du perméamètre, mise en place des sondes TDR et des centrales d'acquisition...), sans oublier son investissement dans la vérification de la base de données "Wind" pour que je puisse écrire mon article.

Merci à Hocine Bourennane pour ses multiples conseils en statistiques et son soutien moral afin que je relativise les événements effrayants d'une thèse, à Denis Baize pour m'avoir aidée au moment de mes recherches bibliographiques, à Hervé Gaillard de m'avoir fait participer à ses travaux de laboratoire, à Manuel Martin, Nicolas Saby, Sacha Desbourdes (dont l'aide a été bénéfique pour que je puisse envoyer ma thèse en temps et en heure), Pierre Courtemanche et Catherine Pasquier pour leur aide occasionnelle pendant ces trois ans.

Merci à Frédéric Darboux d'avoir répondu avec beaucoup de pédagogie à toutes mes questions et à Didier Chauveau du MAPMO d'Orléans de m'avoir éclairée sur l'utilisation des statistiques.

J'ai eu la chance de rencontrer des amis de bureau et de soirée à l'Inra. Le temps passé à leurs côtés m'a donné l'impression de ne pas avoir vu passer ces trois années. Merci à Hao Hongtao (j'ai beaucoup apprécié de partager le bureau avec toi. "Xiexie" pour ton amitié, ton aide et ton soutien

dans cette aventure), à Marion Tétégan (je ne me lasserai jamais de nos interminables discussions. D'ailleurs, dans un an je m'initie à Skype!), à Laurence Quenard (je mets un peu d'eau dans mon vin grâce à toi), à Maud Seger (je suis ravie d'avoir fait ta connaissance une seconde fois. Tu m'as fait décompresser plus d'une fois pendant ces trois ans...et ton précédent travail bibliographique sur le tassement n'a pas été perdu pour tout le monde, merci pour tout!), à Nelly Duigou (ça faisait longtemps que je n'avais pas rencontré une personne aussi authentique et attachante), à Jean-Baptiste Paroissien (nos trajets Gare-Inra m'ont permis de mieux te connaître, tu vois que la voiture n'a pas que des inconvénients...), à Arlène Besson (à la fois décalée et spontanée...tes neurones s'activent quand les miens se reposent...allala...heureusement qu'il y a msn pour être synchronisée), à Estelle Villanneau (trop de sport tue le sport! Merci de m'avoir consacré quelques repas tout de même), à Anthony Frison (quelle bonne surprise de t'avoir vu ce jour-là), à Xavier Morvan (tu m'as soutenue mentalement et moralement depuis le début de l'aventure), à Cédric Laveuf, à Sung Won Yoon, à Benoît Toutain, à Julien Thiesson et à David Montagne (ta façon de parler de la recherche m'a convaincue de faire une thèse, tu es donc à l'origine de toute cette histoire).

Enfin, j'ai une pensée particulière pour mon compagnon Benoît, mes parents à qui je dois beaucoup, mes grands-parents, partis trop tôt, mon frère et ma belle famille (Amélie, Chantal et Christian) qui ont été présents d'une manière ou d'une autre dans les moments les plus importants de cette période...qu'ils le soient encore longtemps.

SOMMAIRE

GLOSSAIRE.....	13
INTRODUCTION	15
Partie I. Analyse bibliographique du tassement des sols : définitions, facteurs de variation, conséquences, quantification et méthodes de spatialisation.....	19
I.1. Les aspects mécaniques du tassement	21
I.1.1. Etude du tassement au laboratoire.....	21
I.1.2. Etude du tassement au champ	22
I.1.2.a La répartition des contraintes sur l'aire de contact pneu/sol	23
I.1.2.b La propagation des contraintes en profondeur.....	23
I.1.2.c Le calcul de la déformation du sol.....	25
I.2. Les facteurs de variation de l'intensité du tassement par les engins agricoles	25
I.2.1. Les facteurs qui déterminent la contrainte.....	25
I.2.2. Les facteurs du sol qui déterminent leurs propriétés mécaniques	26
I.2.2.a La texture	26
I.2.2.b La matière organique	27
I.2.2.c La structure	28
I.2.2.d La teneur en eau.....	28
I.2.3. Le rôle du système de culture.....	29
I.3. Les conséquences du tassement sur le fonctionnement des sols et des cultures	30
I.3.1. Conséquences sur le système poral et sur les propriétés physiques du sol.....	30
I.3.2. Conséquences agronomiques et environnementales.....	31
I.3.3. Régénération des sols tassés.....	33
I.4. La notion de tassement critique des sols	34
I.4.1. La masse volumique.....	34
I.4.2. La packing density (ou masse volumique effective)	36
I.4.3. Conclusion : les variables utilisables pour caractériser le tassement critique	37
I.5. Les méthodes de spatialisation des risques de tassement	38
I.5.1. A partir de cartes des sols et d'expertises	38
I.5.2. A partir de cartes des sols et de modèles mécaniques	39
I.6. Conclusion : choix d'une démarche pour cartographier les risques de tassement des sols à l'échelle de la France.....	41
Partie II. Modèles utilisés, bases de données et paramétrages existants	45
II.1. Les modèles.....	45

II.1.1.	Choix des modèles utilisés	45
II.1.1.a	Modèles hydriques	45
II.1.1.b	Modèles mécaniques de tassement des sols	46
II.1.2.	Le modèle de culture STICS	47
II.1.2.a	Présentation générale	47
II.1.2.b	Le module hydrique de STICS	48
II.1.2.c	Les entrées du modèle STICS qui caractérisent le sol	49
II.1.3.	Le modèle HYDRUS-1D.....	53
II.1.4.	Le modèle de tassement COMPSOIL.....	55
II.1.4.a	Présentation générale	55
II.1.4.b	Les entrées du modèle COMPSOIL	56
II.2.	Les bases de données.....	57
II.2.1.	Les bases de données météorologiques	57
II.2.1.a	La base de données spatialisée.....	57
II.2.1.b	La base de données de la station de Versailles	59
II.2.2.	La base de données agronomique	60
II.2.3.	Les bases de données pédologiques.....	64
II.2.3.a	La Base de Données Géographique des Sols de France	64
II.2.3.b	La base de données HYMEC (INRA Laon-Mons).....	68
II.2.3.c	La base de données SOLHYDRO (Bruand <i>et al.</i> , 2004)	69
II.2.3.d	Les suivis hydriques du sol de Mons (Valé, 2006).....	70
II.3.	Les paramétrages existants	71
II.3.1.	Le paramétrage dit "expert" du modèle STICS	71
II.3.1.a	La fonction de pédotransfert d'estimation d'infil	72
II.3.1.b	Les classes de pédotransfert d'estimation de HCCF et HMINF.....	73
II.3.1.c	Les fonctions de pédotransfert d'estimation de q_0	75
II.3.1.d	Conclusion sur le paramétrage existant de STICS.....	75
II.3.2.	Les différents paramétrages d'HYDRUS-1D.....	76
II.3.2.a	Paramétrage à partir de la base de données HYMEC	76
II.3.2.b	Paramétrage à partir de la base de données SOLHYDRO	78
II.3.2.c	Paramétrage à partir de la base de données HYPRES	78
II.3.2.d	Paramétrage à partir de la base de données UNSODA	79
II.3.3.	Le paramétrage du modèle COMPSOIL	79
II.3.3.a	Paramétrage sans correction	80
II.3.3.b	Paramétrage avec correction.....	82
II.4.	Conclusion sur les données disponibles et leur utilisation.....	82
Partie III.	Proposition d'un nouveau paramétrage hydrique et mécanique des sols français	85
III.1.	Le paramétrage d'HYDRUS-1D.....	85

III.1.1.	Comparaison des courbes de rétention et de conductivité	86
III.1.2.	Comparaison des teneurs en eau calculées	90
III.1.2.a	Les teneurs en eau calculées avec le climat de Versailles 2002.....	90
III.1.2.b	Les teneurs en eau calculées pour le sol de Mons.....	98
III.1.3.	Conclusion : choix du paramétrage pour HYDRUS-1D.....	100
III.2.	Amélioration du paramétrage hydrique de STICS.....	101
III.2.1.	Définition des unités de sol pour estimer les paramètres hydriques de STICS.....	102
III.2.2.	Estimation des paramètres de STICS	106
III.2.2.a	Méthodologie.....	107
	• Outils statistiques d'inversion manuelle du modèle	108
	• Outils statistiques d'optimisation du modèle	109
III.2.2.b	Estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS	109
	• Estimation du paramètre α	111
	• Les paramètres estimés par calcul direct	111
	• Les paramètres estimés par calcul indirect	112
	• Les paramètres estimés par inversion de STICS	118
III.2.3.	Résultats de l'estimation des paramètres.....	119
III.2.3.a	Evaluation des paramètres d'entrée Sol estimés.....	124
	• Confrontation des paramétrages "amélioré" et "expert" de STICS	124
	• Comparaison des teneurs en eau calculées par STICS après amélioration du paramétrage à celles observées sur le sol de Mons.....	128
	• Analyses de corrélation des estimations par horizon.....	130
III.2.3.b	Conclusion sur le paramétrage amélioré de STICS	135
III.2.4.	Affectation des paramètres estimés aux UTS	136
III.3.	Détermination des teneurs en eau critiques des sols français à l'aide du modèle COMPSOIL.....	140
III.3.1.	Détermination des critères de tassement critique	140
III.3.1.a	La masse volumique critique	140
III.3.1.b	La packing density critique.....	145
III.3.2.	Détermination des teneurs en eau critiques	146
III.3.2.a	Méthodologie.....	146
	• La structure du sol au moment du passage de l'engin.....	146
	• L'équipement utilisé au moment des interventions culturales	147
III.3.2.b	Résultats des teneurs en eau critiques.....	147
	• Pour l'indice des vides structuraux de 0,15.....	149
	• Pour les indices des vides structuraux de 0,10 et 0,20.....	150
	• Pour la Packing Density de $1,7 \text{ g cm}^{-3}$	151
	• A partir de la teneur en eau à la capacité au champ (paramétrage amélioré).....	152

• A partir de la teneur en eau à la capacité au champ du paramétrage existant de STICS	152
III.3.2.c Conclusion : variations des ordres de grandeur des teneurs en eau critiques.....	153
Partie IV. Cartographie des risques de tassement des sols français	155
IV.1. Méthodologie	155
IV.1.1. Création des unités de simulation.....	155
IV.1.2. Paramétrage du modèle STICS pour la cartographie des risques de tassement.....	158
IV.1.3. Le calcul du risque de tassement des sols.....	161
IV.1.4. Réalisation des cartes des risques de tassement.....	163
IV.2. Cartes des risques de tassement des sols français en climat actuel	165
IV.2.1. Surfaces cultivées en blé tendre et en maïs en France	165
IV.2.2. Les prévisions des risques de tassement sous culture éventuelle de blé tendre d'hiver	168
IV.2.3. Les prévisions des risques de tassement sous culture éventuelle de maïs	173
IV.2.4. Conclusion.....	176
IV.3. Analyse des risques de tassement lors de la culture du blé tendre d'hiver et du maïs en fonction du climat, de la texture du sol et de la contrainte appliquée au sol	178
IV.3.1. Effet du climat	178
IV.3.2. Effet de la texture	181
IV.3.3. Effet du type d'intervention culturale.....	185
IV.3.4. Conclusion.....	187
IV.4. Etude d'impact des différentes méthodes de conception des cartes sur les prévisions des risques de tassement des sols : une analyse détaillée au cours de la période de la récolte du maïs	187
IV.4.1. Effet du nombre d'années	191
IV.4.2. Effet du nombre de jours dans la période	192
IV.4.3. Effet de la correction des propriétés mécaniques	193
IV.4.4. Effet de l'épaisseur de la couche tassée	195
IV.4.5. Effet de la teneur en eau critique à la capacité au champ	196
IV.4.6. Effet du paramétrage de STICS	198
IV.4.7. Conclusion sur les impacts des choix de conception des cartes des risques de tassement.....	200
IV.5. Les cartes des risques de tassement des sols français avec le changement climatique	202
IV.5.1. Résultats pour la protection 1 du blé tendre d'hiver	204
IV.5.2. Résultats sur la récolte du maïs	207
IV.5.3. Conclusion sur les effets du changement climatique	209
CONCLUSION.....	211
REFERENCES.....	215

LISTE DES FIGURES	225
LISTE DES TABLEAUX.....	232
ANNEXE A - Les courbes de retrait.....	235
ANNEXE B – L'analyse de sensibilité de COMPSOIL à la variation de la masse volumique	238
ANNEXE C – les simulations de COMPSOIL.....	239
ANNEXE D – Article Partie 1.....	245
ANNEXE E – Article Partie 2.....	267

GLOSSAIRE

Symboles latins

Symbole	Définition	Unité
A	Paramètre d'ajustement du calcul de l'évaporation réelle (modèle STICS)	s.d.
A_c	Aire de contact entre le pneu et le sol	m ²
$argi$	Teneur en argile de la couche de surface (modèle STICS)	%
b	Largeur du pneu	m
B	Paramètre empirique de la fonction de pédotransfert d'Ahuja <i>et al.</i> (1989)	s.d.
C	Teneur en argile	%
C_c	Indice de compression	kPa ⁻¹
C_s	Indice de gonflement	kPa ⁻¹
CT	Capacité de transfert de l'eau de la macroporosité de STICS	%
d	Diamètre du pneu	m
e	Indice des vides totaux = $V_v / V_{solide} = \rho_s / \rho - 1 = e_s + e_t$	s.d.
ER	Evaporation Réelle du sol	mm j ⁻¹
e_s	Indice des vides structuraux	s.d.
e_t	Indice des vides texturaux	s.d.
ETP	EvapoTranspiration Potentielle du sol et du couvert végétal	mm j ⁻¹
h	Potentiel matriciel de l'eau du sol	hPa
$ h $	Succion	hPa
K	Conductivité hydraulique	m s ⁻¹
K_s	Conductivité hydraulique à saturation	m s ⁻¹
L	Charge appliquée par le pneu	KN
l	Paramètre décrivant la tortuosité du réseau poral du sol	s.d.
m	Paramètre d'ajustement de la courbe de rétention en eau = $1 - 1/n$	s.d.
$MACRO$	Capacité de stockage de la macroporosité (modèle STICS)	%
M_{sol}	Masse de sol	
N	Volume spécifique quand $\sigma = 1$ kPa	cm ³ g ⁻¹
n	Paramètre d'ajustement de la courbe de rétention en eau	s.d.
OM	Matière organique	%
P_c	Pression de pré-consolidation	kPa
PD	Packing Density ou masse volumique effective	g cm ⁻³
P_i	Pression de gonflage du pneu	kPa
Sa	Teneur en sable	%
Si	Teneur en limon	%
V_v	Volume des vides	m ³
V_{sol}	Volume de sol (solide + vide)	m ³
V_{solide}	Volume de solide	m ³
w	Teneur en eau massique	g g ⁻¹

Symboles grecs

Symbole	Définition	Unité
η	Paramètre empirique de la fonction de pédotransfert d'Ahuja <i>et al.</i> (1989)	s.d.
θ	Teneur en eau volumique	cm ³ cm ⁻³
θ_{cc}	Teneur en eau volumique à la capacité au champ	cm ³ cm ⁻³
θ_r	Teneur en eau volumique résiduelle	cm ³ cm ⁻³
θ_s	Teneur en eau volumique à saturation	cm ³ cm ⁻³
λ	Indice de compression = $C_c / \ln(10)$	kPa ⁻¹
v	Volume spécifique = $1/\rho = e + 1$	cm ³ g ⁻¹
v_0	Volume spécifique initiale	cm ³ g ⁻¹
ζ	Facteur de concentration	s.d.
ϕ	Porosité totale = $V_v / V_{sol} = 1 - \rho / \rho_s$	m ³ m ⁻³
ϕ_e	Porosité effective du sol = $\theta_s - \theta_{(-330 \text{ hPa})}$	cm ³ cm ⁻³
ρ	Masse volumique de sol = M_{sol} / V_{sol}	g cm ⁻³
ρ_c	Masse volumique critique (au-delà, les fonctions du sol sont altérées)	g cm ⁻³
ρ_{eau}	Masse volumique de l'eau (= 1 g cm ⁻³)	g cm ⁻³
ρ_s	Masse volumique de solide = M_{sol} / V_{solide}	g cm ⁻³
δ	Angle entre le rayon r et la verticale à l'aire de contact i dans la formule de Boussinesq	Degré
σ	Contrainte moyenne appliquée au sol	kPa
σ_z	Contrainte verticale à une profondeur z	kPa

INTRODUCTION

Le sol joue un rôle essentiel dans le cycle de la vie. Il régule les échanges physiques, chimiques et biologiques entre les différentes composantes de la planète que sont la biosphère, la lithosphère, l'atmosphère et l'hydrosphère. Le sol est un lieu de régulation des transferts d'eau, de chaleur et de gaz qui conditionnent la qualité de l'eau que nous buvons. Il est le support à la croissance des plantes en assurant leur réserve en eau et en nutriments. Il abrite de nombreux organismes et constitue un véritable réservoir de biodiversité. Nombre de ces organismes assurent la décomposition des matières organiques restituées au sol, ce qui donne au sol un rôle essentiel dans le cycle du carbone. Du fait de sa lente aptitude à se régénérer, le sol constitue une ressource non renouvelable à l'échelle humaine. Il est donc un support multifonctionnel qu'il est important de protéger.

Depuis les 50 dernières années, les pratiques agricoles ne cessent de s'intensifier dans le but d'augmenter la productivité et de minimiser les coûts de production. Cela concerne notamment l'utilisation massive d'intrants (apports d'engrais et de pesticides) et l'augmentation de la mécanisation (augmentation de la puissance des engins, systématisation du travail du sol intensif). En conséquence, le sol subit certaines menaces dont on pense qu'elles pourraient aboutir à une altération de ses fonctions agronomiques et environnementales. Il s'agit notamment de la diminution du taux de matières organiques et de la biodiversité, de l'augmentation des phénomènes d'érosion et de tassement. L'ensemble des fonctions et des menaces a fait l'objet d'un consensus en Europe, qui a abouti à la stratégie européenne de protection des sols (COM(2006) 232 final). L'Union européenne prépare aujourd'hui une directive-cadre pour la protection des sols, au même titre que la protection de l'eau ou de l'air. Cette directive a pour but de préserver les multiples fonctions du sol au bénéfice de l'agriculture, de la santé humaine et des écosystèmes.

La directive "Sols" envisage de demander aux Etats membres de recenser les zones à risque pour les différentes menaces qui pèsent sur les sols. Ce recensement est primordial pour délimiter des zones dites "prioritaires" en vue d'appliquer des mesures de prévention ou de réhabilitation ciblées des sols.

Cette thèse concerne l'étude d'une menace aujourd'hui mal connue : le tassement lié aux passages d'engins agricoles. Elle s'est inscrite dans un projet de recherche regroupant plusieurs laboratoires français qui s'intéressent au fonctionnement des sols : le projet DST pour *Dégradation des Sols liée au Tassement*. C'est un projet qui a été financé entre 2005 et 2008 par les programmes GESSOL¹ du MEEDDAT² et ADD³ de l'ANR⁴. Le projet DST a abordé le tassement sous cinq angles différents :

¹ GESSOL : GESion du patrimoine SOL

² MEEDDAT : Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de l'Aménagement du Territoire

l'évaluation des conséquences agronomiques, environnementales et économiques du tassement, la prévision de l'occurrence du tassement, la prévention des tassements, le suivi de l'évolution des sols après tassement et enfin la spatialisation des risques de tassement à l'échelle du territoire national. C'est ce dernier aspect qui est à l'origine du travail de thèse présenté dans ce mémoire.

La spatialisation des risques de tassement s'est beaucoup focalisée sur le tassement en profondeur (> 30 cm) du fait de ses conséquences sur la croissance racinaire et la production agricole, et de la grande difficulté à y remédier par le travail du sol (Håkansson et Reeder, 1994 ; Tekeste *et al.*, 2007). Elle est surtout basée sur des dires d'expert caractérisant la sensibilité des sols au tassement (Jones *et al.*, 2003). L'accroissement des problématiques environnementales renforce la nécessité de caractériser également le tassement de surface. La structure du sol en surface a des conséquences sur le partage infiltration/ruissellement, l'érosion des sols, les émissions des gaz à effet de serre par les sols (protoxyde d'azote notamment). Ceci nous a conduit à fixer un objectif d'évaluation des risques de tassement des sols cultivés depuis leur surface, au sein de la couche des 30 premiers centimètres d'épaisseur environ. Cette profondeur correspond à celle des outils de travail du sol en système de grandes cultures (Strudley *et al.*, 2008). Dans un contexte de simplification du travail du sol, en vue notamment d'augmenter le stockage du carbone dans les sols agricoles, la connaissance des zones de risque de tassement en surface peut permettre de mieux raisonner l'abandon du labour.

Notre approche de la spatialisation des risques de tassement est basée sur une démarche de modélisation du fonctionnement physique des sols agricoles. Dans un contexte de changement global, c'est une démarche qui permet de tenir compte des changements en cours des pratiques agricoles et du climat. Compte tenu de l'importance de l'état hydrique du sol dans l'évaluation de la sensibilité du sol au tassement, nous chercherons à coupler et à spatialiser des modèles de fonctionnement hydrique et des modèles de déformation mécanique des sols. Ainsi, le travail de thèse s'est déroulé en trois étapes qui se consistaient à :

- établir une méthodologie de spatialisation des risques de tassement des sols à l'échelle nationale aux travers de techniques de modélisation,
- identifier les zones exposées aux risques de tassement des sols en France pour différents scénarios climatiques,
- analyser les incertitudes des prévisions réalisées en fonction des modalités de spatialisation des modèles retenus.

³ ADD : Agriculture et Développement Durable

⁴ ANR : Agence Nationale de la Recherche

Cela nous a conduit à proposer un mémoire structuré en quatre parties :

- La **partie I** comprend l'analyse bibliographique qui nous permet de déterminer la méthodologie de spatialisation des risques de tassement des sols français.
- La **partie II** présente l'ensemble des bases de données et modèles nécessaires à la spatialisation des risques de tassement des sols en France. Le paramétrage existant des différents modèles utilisés y est exposé, ainsi que celui à améliorer pour caractériser le fonctionnement hydrique des sols.
- La **partie III** présente (1) les travaux d'amélioration du paramétrage hydrique des sols qu'il a été nécessaire d'entreprendre, (2) le principe du paramétrage du fonctionnement mécanique des sols français et les résultats obtenus en fonction de différents critères retenus pour caractériser le tassement des sols.
- La **partie IV** expose les cartes des risques de tassement obtenues, l'analyse géographique et quantitative des surfaces exposées aux risques de tassement en fonction du climat, des sols et des contraintes appliquées aux passages d'engins. Les critères de spatialisations des risques étant issus d'une combinaison de choix complexes, nous évaluons les modifications des surfaces exposées aux risques lorsque ces critères de spatialisation sont modifiés.

Partie I. Analyse bibliographique du tassement des sols : définitions, facteurs de variation, conséquences, quantification et méthodes de spatialisation

Le tassement, encore appelé compactage, correspond à une réduction du volume apparent d'un sol qui se traduit par une **augmentation de la masse volumique** et inversement par une **diminution de la porosité** ou de l'**indice des vides**. Lorsque la réduction du volume de pores s'accompagne d'une expulsion d'eau, on parle de consolidation.

Nous abordons, dans ce travail, le tassement engendré par le passage des engins agricoles. Cependant, il existe d'autres origines au tassement, telles que l'action de la pluie sur toute la surface du sol (effondrement), ou bien plus localement, l'action des racines et des lombrics. En conditions agricoles, c'est principalement la porosité d'origine structurale qui est affectée par le tassement. Rappelons que Monnier *et al.* (1973) et Stengel *et al.* (1979) ont proposé de distinguer les pores qui résultent de l'agencement des particules élémentaires (argiles, limons et sables) du fait de leur nature, de leur forme et de leur comportement avec la teneur en eau, de ceux qui résultent des facteurs externes au sol (climatiques -cycles gel/dégel ou humectation/dessiccation-, biologiques -racines, lombrics- et anthropiques - travail du sol, passage d'engins). Les premiers sont dits **texturaux**, les seconds sont dits **structuraux**. La figure 1 schématise ces deux systèmes poraux.

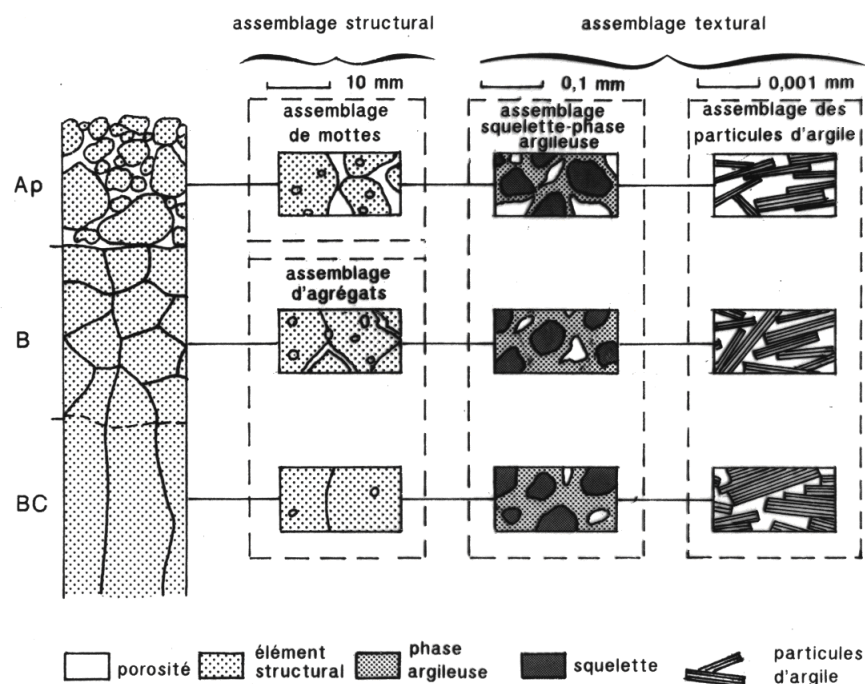


Figure 1 : Les différentes origines de la porosité (Bruand et Tessier, 1996).

Au tassement sont souvent associées les notions d'intensité, de sensibilité ou bien de risque qui ne sont pas toujours bien définies. Dans l'ensemble du document, nous considérons que :

- l'intensité du tassement correspond à un état du sol, caractérisé à un instant donné par un profil de masse volumique. On l'appelle également *compacité du sol*,
- la sensibilité au tassement correspond à une propriété du sol. C'est à la facilité avec laquelle la masse volumique du sol augmente lors de l'application d'une contrainte mécanique. C'est aussi ce qu'on appelle la *compressibilité*,
- le risque correspond à la combinaison de la probabilité d'occurrence d'un danger (i.e. notion d'aléa) et de la gravité de ce danger (i.e. notion de vulnérabilité) (AFNOR-ISO/FDIS 11074 :2005). Le risque de tassement d'un sol est donc la combinaison de la fréquence avec laquelle la masse volumique augmente et de l'ampleur des conséquences de l'augmentation de cette masse volumique sur les fonctions du sol. Il n'existe pas d'échelle d'intensité commune du risque de tassement des sols pour toutes les fonctions des sols (production agricole, stockage du carbone,...). Aussi le risque de tassement des sols peut différer selon la fonction du sol considérée.

Afin de proposer une méthodologie pour évaluer les risques de tassement des sols, nous réalisons tout d'abord une revue de la littérature internationale sur le tassement des sols dû aux engins agricoles. Nous analysons les facteurs de variation du tassement en lien avec l'aléa, puis les conséquences du tassement sur le fonctionnement des sols en lien avec la vulnérabilité. Nous comparons, par la suite, les différentes variables utilisées pour évaluer l'intensité du tassement. En dernier lieu, nous réalisons un inventaire des méthodes de spatialisation du tassement.

I.1. Les aspects mécaniques du tassement

I.1.1. Etude du tassement au laboratoire

Au moment d'un passage d'engin, le sol est soumis à des contraintes d'une courte durée, généralement inférieure à la seconde. Ces contraintes qui s'exercent dans les trois dimensions engendrent une compression verticale et des contraintes latérales de cisaillement. La déformation du sol qui en résulte peut être caractérisée au laboratoire par une relation dite "contrainte/déformation". Cette relation peut être obtenue à l'aide de deux dispositifs mécaniques : l'essai triaxial ou l'oedomètre. L'essai triaxial permet de contrôler les contraintes verticales et latérales, tandis que l'oedomètre permet seulement d'imposer une contrainte verticale. La déformation du sol est généralement exprimée en termes de volume spécifique v en fonction de la contrainte moyenne appliquée σ (figure 2).

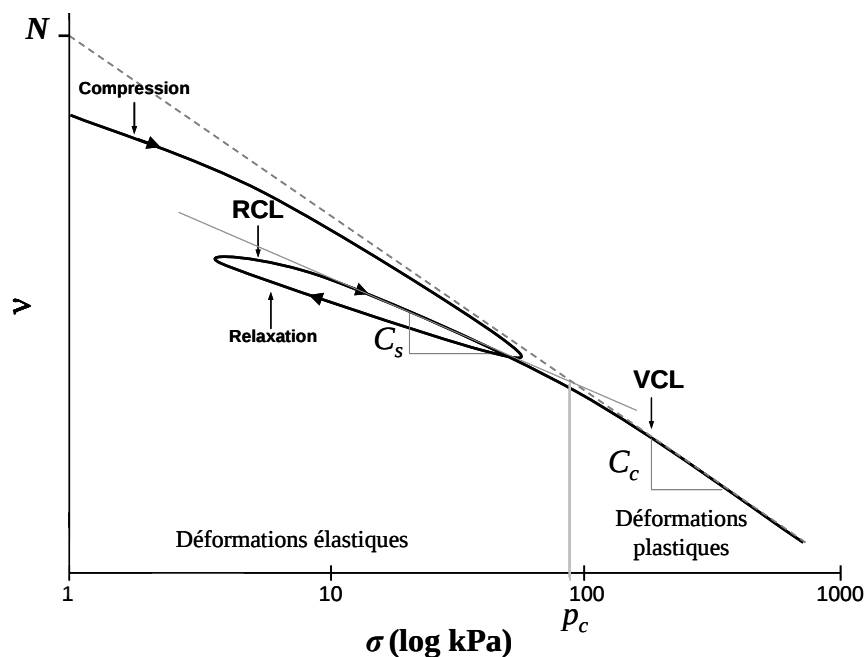


Figure 2 : Courbe de compression théorique d'un sol.

La figure 2 illustre la courbe de compression théorique d'un sol. Les déformations du sol sont décrites par deux droites en représentation logarithmique : la ligne de compression vierge (VCL pour Virgin Compression Line) et la ligne de recompression (RCL pour Re-Compression Line). La VCL correspond au volume spécifique maximal que le sol peut atteindre, quelle que soit la contrainte appliquée. La RCL correspond au volume spécifique d'un sol qui a déjà subi une contrainte auparavant

sans atteindre P_c . La boucle en milieu élastique correspond à un cycle chargement-déchargement. Les paramètres qui décrivent les propriétés mécaniques de compression d'un sol sont au nombre de quatre :

- la pression de pré-consolidation P_c est à l'intersection des courbes RCL et VCL,
- l'indice de compression C_c est la pente de la VCL,
- l'indice de gonflement C_s est la pente de la RCL,
- le paramètre N est le volume spécifique initial de la VCL (quand $\sigma = 1$ kPa).

Dans le domaine dit élastique ($\sigma < P_c$), le sol se tasse de manière réversible. La déformation du sol est alors définie par la courbe de recompression RCL :

$$v = v_0 - C_s \ln(\sigma) \quad [1]$$

où v est le volume spécifique, v_0 est le volume spécifique initial et σ_z est la contrainte verticale à la profondeur z .

Dans le domaine dit plastique ($\sigma_z > P_c$), le sol est déformé de manière irréversible. La déformation du sol est alors définie par la courbe de compression VCL :

$$v = N - \lambda \ln(\sigma) \quad [2]$$

où $\lambda = C_c / \ln(10)$.

Ce sont les paramètres P_c et C_c qui sont les plus utilisés pour définir la sensibilité du sol au tassement. La pression de pré-consolidation P_c caractérise la capacité de portance d'un sol, c'est-à-dire la capacité d'un sol à supporter une charge sans se déformer. L'indice de compression C_c caractérise la facilité avec laquelle le sol se tasse de manière irréversible. Des études sur le tassement des sols ont été mises au point pour estimer les paramètres mécaniques en fonction des propriétés physiques des sols telles que la texture, la masse volumique, la teneur en eau, la teneur en matière organique (Lebert et Horn, 1991 ; Smith *et al.*, 1997 ; Imhoff *et al.*, 2004). Le problème de ces fonctions est qu'elles font intervenir des paramètres difficiles à mesurer tels que la cohésion ou l'angle de friction interne.

I.1.2. Etude du tassement au champ

Un engin qui circule à la surface du sol exerce une contrainte sur l'aire de contact entre les pneus et le sol et celle-ci se propage ensuite en profondeur. La profondeur de propagation de la contrainte dépend de l'intensité de celle-ci et de la surface de contact pneu/sol. Le calcul des contraintes engendrées en profondeur par le passage d'un engin s'exécute suivant deux étapes : la caractérisation de la répartition

des contraintes exercées sur l'aire de contact pneu/sol et le calcul de la propagation des contraintes en profondeur.

I.1.2.a La répartition des contraintes sur l'aire de contact pneu/sol

L'aire de contact pneu/sol et sa forme dépendent des caractéristiques du pneu (diamètre, largeur et pression de gonflage, structure radiale ou diagonale), de la charge appliquée sur le pneu et de la rigidité du sol (dur ou mou). La forme de l'aire de contact varie entre celle d'un rectangle et celle d'une ellipse suivant les caractéristiques du pneu (Upadhyaya et Wulfsohn, 1990). Différents modèles sont proposés pour calculer l'aire de contact pneu/sol : Diserens (2002) et Keller (2005) sur sol mou, Grecenko (1995) sur un sol dur, Komandi (1990), McKyes (1985) et O' Sullivan (1999) sur tous types de sol. Godin (2000) a montré que le modèle d'O' Sullivan (1999), utilisable pour tous les sols, était le plus précis (erreur inférieure à 20 % en général).

Du fait des contraintes de compression et de cisaillement à l'interface pneu/sol, la répartition des contraintes sur l'aire de contact n'est pas toujours homogène. Les modèles de Söhne (1953), Johnson et Burt (1990), Keller (2005) et Cui *et al.* (2007) permettent de décrire cette répartition, qui est le plus souvent déterminée par la résistance du sol et par le type de pneu. Par exemple, la répartition est uniforme pour un sol plutôt résistant, quadratique pour un sol modérément résistant, parabolique pour un sol mou. La répartition des contraintes peut être maximum sur les bords de l'aire de contact (sol argileux) ou au contraire au centre de l'aire de contact (sol sableux).

I.1.2.b La propagation des contraintes en profondeur

Pour une charge ponctuelle L appliquée à la surface du sol, la valeur de la contrainte σ à une profondeur z est déterminée d'après la formule de Boussinesq (1885) et adaptée au milieu agricole par Söhne (1953). Après avoir divisé l'aire de contact en i compartiments, la formule de Boussinesq (1885) est appliquée sur ces i surfaces élémentaires en considérant le sol comme un milieu semi-infini, élastique, homogène et isotrope. La contrainte σ_z s'obtient donc en sommant les contraintes issues des charges ponctuelles agissant sur l'aire de contact pneu/sol :

$$\sigma_z = \sum_{i=1}^n (\sigma_{zi}) = \sum_{i=1}^n \frac{\xi L_i \cos^{\xi-2} \delta_i}{2\pi r_i^2} \quad [3]$$

où i correspond au compartiment considéré avec $i = 1$ à n éléments de surface, r_i la distance entre le centre de l'aire de contact et le compartiment considéré en m, ξ est le facteur de concentration des contraintes (décrit ci-dessous) qui varie avec la plasticité du sol, L_i est la charge appliquée à la surface du sol au compartiment i en kN et δ_i l'angle entre le rayon r_i et la verticale (figure 3).

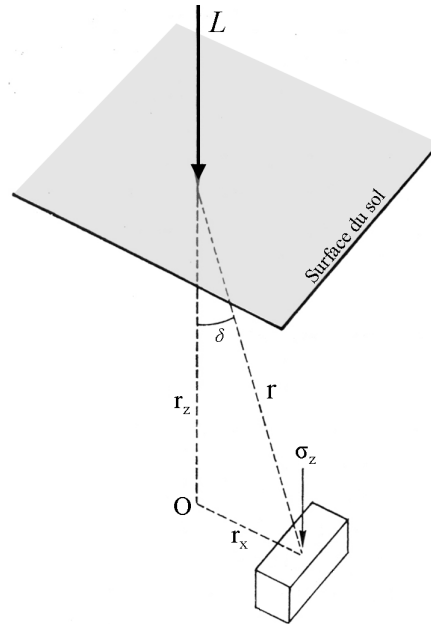


Figure 3 : Contraintes produites par une charge ponctuelle appliquée à la surface du sol sur un volume élémentaire de sol avec $r = \sqrt{r_z^2 + r_x^2}$ et $\cos \delta = r_z / r$ (d'après Gras, 1988).

Le facteur de concentration des contraintes ξ est un facteur empirique proposé par Fröhlich (1934) afin de tenir compte du caractère plastique des déformations d'un sol. C'est un paramètre mathématique qui n'a pas de signification physique. Il varie de 4 à 6 selon la masse volumique et la teneur en eau du sol. Les valeurs 4, 5 et 6 correspondent respectivement à un sol dur, ferme et mou. Plus le sol est dur, moins la contrainte se propage en profondeur. Dans le sol, la contrainte décroît au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe central du pneu. Ceci se traduit par des courbes d'égales contraintes, appelées bulbe de contraintes (figure 4). Les flèches noires dans la figure 4 correspondent aux points d'application des contraintes. L'axe des x désigne la distance à ce point et l'axe des y désigne la profondeur.

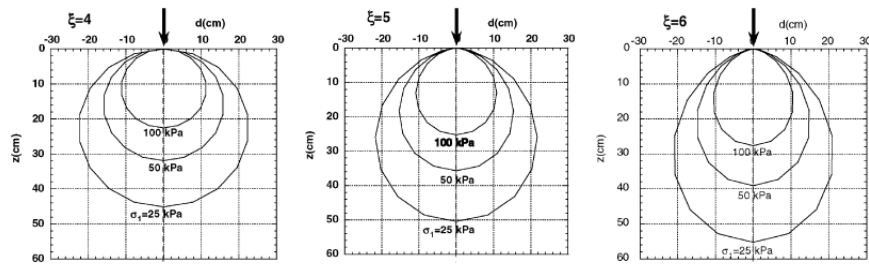


Figure 4 : Effet du facteur de concentration proposé par Fröhlich (1934) sur la propagation des contraintes en profondeur (Défossez et Richard, 2002).

I.1.2.c Le calcul de la déformation du sol

Une fois la valeur de la contrainte connue à une profondeur donnée z (σ_z), il est possible de calculer les déformations du sol avec la courbe de compression (figure 2) obtenue à partir des équations [1] et [2]. C'est le cas des modèles COMPSOIL d'O' Sullivan *et al.* (1999) et SOILFLEX de Keller *et al.* (2007).

I.2. Les facteurs de variation de l'intensité du tassement par les engins agricoles

L'intensité du tassement d'un sol est contrôlée par les contraintes appliquées au sol et ses propriétés mécaniques qui dépendent de nombreux facteurs. Nous les décrivons en distinguant les facteurs qui déterminent la contrainte appliquée au sol de ceux qui déterminent les propriétés mécaniques des sols. L'intensité du tassement dépend aussi de la durée d'application des contraintes et par conséquent de la vitesse de circulation des engins (Lebert *et al.*, 1989).

I.2.1. Les facteurs qui déterminent la contrainte

Les contraintes appliquées à la surface du sol dépendent des caractéristiques de l'engin :

- la charge de l'engin et sa répartition sur les essieux et les roues,
- la structure du pneumatique : diagonale ou radiale. Un pneu est formé d'un assemblage de plusieurs nappes constituées de gomme et de câbles métalliques. Dans une carcasse diagonale, les câbles métalliques sont croisés suivant un maillage triangulaire alors que dans une carcasse radiale, les

câbles sont perpendiculaires les uns aux autres. D'après Botta *et al.* (2008), les pneus à structure radiale créent un tassement moins sévère que des pneus à structure diagonale.

- La pression de gonflage du pneumatique. Une pression de gonflage élevée augmente l'intensité du compactage (Soane *et al.* 1982, III ; van den Akker, 2004) car elle réduit la déformabilité du pneu, ce qui diminue la surface de contact pneu/sol.

I.2.2. Les facteurs du sol qui déterminent leurs propriétés mécaniques

Pour une contrainte donnée appliquée en surface, certains sols résistent plus que d'autres au tassement. Cette résistance mécanique du sol dépend de ses propriétés mécaniques caractérisées par la courbe de compression. Ces propriétés varient dans le temps, notamment avec les variations de la teneur en eau. Nous décrivons les différents facteurs qui ont un effet sur les paramètres mécaniques.

I.2.2.a La texture

La texture des sols est caractérisée par la teneur en argile (diamètre $< 2 \mu\text{m}$), en limon (diamètre compris entre 2 et $50 \mu\text{m}$) et en sable (diamètre compris entre 50 et $2000 \mu\text{m}$). Elle joue un rôle complexe sur la sensibilité au tassement car un sol n'est jamais constitué d'un seul type de particules. En effet, la capacité de portance d'un sol, caractérisée par la pression de pré-consolidation P_c , a tendance à augmenter lorsque la teneur en argile augmente. Imhoff *et al.* (2004) expliquent cet effet par les propriétés des argiles qui ont la faculté d'augmenter les forces de cohésion entre les particules solides. Cependant, Larson et Gupta (1980) observent une augmentation du paramètre P_c jusqu'à un certain point : au-delà de 33 % d'argile le paramètre P_c diminue.

La teneur en argile a également tendance à augmenter la compressibilité du sol : l'indice de compression C_c augmente avec la teneur en argile jusqu'à environ 35-50 % d'argile, puis diminue au-delà de 35-50 % d'argile selon Smith *et al.* (1987).

De manière générale, les sols sableux sont moins sensibles au tassement que les sols argileux car l'argile affecte les propriétés mécaniques des sols (Imhoff *et al.*, 2004). Un sol sableux est quasiment incompressible d'après Horn *et al.* (2005). Par contre, un sol à texture limono-sableuse est très vulnérable au tassement du fait de l'arrangement des grains sableux (particules grossières) laissant des interstices facilement comblés par des particules de limon (particules fines) (Remy et Mathieu, 1972 ; Dexter, 2004). Remy et Mathieu (1972) expliquent que plus la granulométrie d'un sol est variée, plus il

est sensible au tassement. Le tableau 1 montre la classification des textures définies par Jamagne (1967) des moins sensibles au plus sensibles au tassement.

Textures	Sensibilité au tassement					
	très faible	faible	modérée	assez importante	importante	très importante
Sable						
Limon léger						
Limon léger sableux						
Argile sableuse						
Argile lourde						
Sable limoneux						
Sable argileux						
Limon moyen						
Limon moyen sableux						
Argile						
Limon sableux						
Limon argileux						
Limon sablo-argileux						
Argile limoneuse						
Limon argilo-sableux						

Tableau 1 : Classement des textures de Jamagne (1967) selon leur sensibilité au tassement et en fonction de leur classe texturale (d'après Remy et Mathieu, 1972).

I.2.2.b La matière organique

Le rôle direct de la matière organique dans les phénomènes de tassement des sols n'est pas clairement démontré. Ainsi, Quiroga *et al.* (1999) et Soane (1990) observent une diminution de la sensibilité des sols au tassement lorsque leur teneur en matière organique augmente, de même que Lebert et Horn (1991) observent une diminution de la pression de pré-consolidation P_c . Au contraire, Imhoff *et al.* (2004), Smith *et al.* (1997) et Arvidsson (1998) observent peu d'effets significatifs de la matière organique sur les paramètres mécaniques des sols. Par contre, Pereira *et al.* (2007) montrent qu'une augmentation de la teneur en carbone des sols contribue à augmenter le paramètre C_c en conditions humides et à diminuer le paramètre P_c en conditions sèches.

Tous sont d'accord pour mettre en évidence l'importance majeure de la teneur en eau des sols sur les effets de la matière organique. La matière organique a donc un effet indirect sur les propriétés

mécaniques des sols au travers de son effet sur la capacité de rétention en eau des sols (qui dépend des propriétés hydrodynamiques des sols).

I.2.2.c La structure

La structure peut être définie par l'hétérogénéité spatiale des propriétés physiques du sol (Dexter, 1988). Le plus souvent, on la caractérise par la masse volumique car c'est une variable facile à mesurer. Il existe, cependant, d'autres variables plus difficiles d'accès qui la caractérisent (indice des vides, volume spécifique,...). Les paramètres mécaniques P_c et C_c sont influencés de manière linéaire par la masse volumique : l'indice de compression C_c diminue et la pression de pré-consolidation P_c augmente avec la masse volumique (Lebert et Horn, 1991 ; Alexandrou et Earl, 1998 ; Canarache *et al.*, 2000 ; Imhoff *et al.*, 2004 ; Rücknagel *et al.*, 2007). Imhoff *et al.* (2004) expliquent que l'augmentation de la masse volumique du sol réduit d'une part, les possibilités de réarrangement des particules de sol, ce qui rend le sol de moins en moins sensible au tassement, et augmente, d'autre part les forces de friction internes du sol, ce qui augmente sa capacité de portance. Alexandrou et Earl (1998) observent que l'effet de la masse volumique sur le paramètre P_c varie avec la teneur en argile des sols. Il semble que les effets de la masse volumique soient plus importants pour les sols sableux que pour les sols argileux. D'après Lebert et Horn (1991), ce serait dû au fait que la teneur en argile a tendance à diminuer la masse volumique du sol en augmentant la porosité et le contact entre les particules de sol (renforce l'agrégation du sol). La pression de pré-consolidation est donc moins influencée par la masse volumique dans les sols argileux.

I.2.2.d La teneur en eau

La teneur en eau est le facteur qui joue le plus dans les phénomènes de tassement des sols. Ses effets sur le comportement mécanique des sols ont fait l'objet de nombreuses études (Larson et Gupta, 1980 ; Medvedev et Cybulko, 1995 ; Droogers *et al.*, 1996 ; Alexandrou et Earl, 1998 ; Canarache *et al.*, 2000 ; Trautner et Arvidsson, 2003 ; Mosaddeghi *et al.*, 2003 ; Horn et Fleige, 2003 ; Imhoff *et al.*, 2004 ; Mosaddeghi *et al.*, 2006 ; Rücknagel *et al.*, 2007 ; Pereira *et al.*, 2007 ; Cui, 2008). Tous les auteurs observent que les paramètres mécaniques sont fortement affectés par la teneur en eau des sols. La pression de pré-consolidation P_c diminue et l'indice de compression C_c augmente avec la teneur en eau.

Cui (2008) met cependant en évidence un comportement du paramètre C_c plus complexe. Son comportement varie avec la succion du sol et la contrainte appliquée au sol :

(1) lorsque la succion est élevée (en dehors du domaine de saturation du sol) et que la contrainte appliquée au sol est inférieure à une contrainte seuil σ_b , la courbe de compression suit une loi logarithmique et le paramètre C_c est stable quelle que soit la teneur en eau (C_c ne varie qu'avec la texture et la structure du sol) ;

(2) lorsque la succion est faible (dans le domaine de saturation du sol) et que la contrainte appliquée est supérieure à σ_b , la courbe de compression ne suit plus une loi logarithmique. Elle présente une forme en S liée au drainage de l'eau et/ou à des phénomènes d'effondrement au cours de la compression.

Quant à Horn et Fleige (2003), ils observent une influence de la teneur en eau qui diffère selon la texture du sol. Les sols à teneur en argile ou en limon élevée ont une forte variation de la pression de pré-consolidation avec la teneur en eau du sol alors que les sols sableux sont beaucoup moins influencés par la teneur en eau des sols car le réarrangement des particules est limité.

Si le comportement du paramètre C_c est contrasté en fonction de la teneur en eau, ce n'est pas le cas du paramètre P_c . Tous les auteurs s'accordent à dire que la pression de pré-consolidation P_c diminue avec la teneur en eau. C'est pourquoi, certains auteurs (Droogers *et al.*, 1996 et Arvidsson *et al.*, 2003) cherchent à estimer une teneur en eau critique au-delà de laquelle la structure du sol se dégrade en cas de passage d'engin ou de travail du sol. D'après Droogers *et al.* (1996), ce seuil correspondrait à un potentiel matriciel de -45 hPa en système conventionnel, c'est-à-dire lorsque le sol est labourée sur environ 30 cm de profondeur. D'après Arvidsson *et al.* (2003), le seuil de teneur en eau à ne pas dépasser varie avec le paramètre P_c qui doit toujours être supérieur à la contrainte σ_z .

I.2.3. Le rôle du système de culture

Le système de culture est défini par Sebillotte (1990) de la manière suivante : *"C'est l'ensemble des modalités techniques mises en œuvre sur des parcelles traitées de manière identique. Chaque système de culture se définit par (i) la nature des cultures et leur ordre de succession, (ii) les itinéraires techniques appliqués à ces différentes cultures, ce qui inclut le choix des variétés pour les cultures retenues"*.

Le système de culture conditionne la nature et le calendrier des interventions culturales sur chaque parcelle avec un impact sur :

- les dates de passage des engins (semis, récolte,...)
- le matériel utilisé (pneumatiques, engins et outils de travail du sol)
- la fréquence des passages : de nombreuses études ont démontré que l'effet cumulé des passages d'engins augmente la dégradation des sols. Schäffer *et al.* (2007) observent que la

macroporosité du sol (entre 0 et 30 cm de profondeur) est réduite d'environ 20 % après deux passages d'engin au même endroit et jusqu'à 74 % après dix passages.

- la vitesse de circulation des engins : de manière générale, plus la vitesse est grande, moins le tassement est sévère. Lebert *et al.* (1989) montrent que lorsque la durée de chargement augmente, la profondeur de propagation des contraintes augmente aussi.

- L'assolement (décrit la surface destinée à un type de culture, la densité de semis...) et la rotation des cultures.

- Les modalités de travail du sol. Celles-ci agissent sur la répartition de la matière organique et sur l'état structural du sol (Watts et Dexter, 1997). Les opérations culturales telles que le labour, la préparation du lit de semence et le semis sont destinées à créer de la porosité à la surface du sol alors que la récolte ou le transport ont pour effet de la diminuer. De plus, le labour contribue à diminuer la teneur en matière organique à la surface du sol en homogénéisant sa répartition dans la zone de profondeur du labour.

L'organisation spatiale et temporelle des cultures varie d'un système de culture à un autre car l'agriculteur doit constamment prendre des décisions pour conduire au mieux un système de culture en temps réel selon les conjonctures socio-économiques, réglementaires et politiques. Il est donc très difficile de les spatialiser sans les simplifier.

I.3. Les conséquences du tassement sur le fonctionnement des sols et des cultures

I.3.1. Conséquences sur le système poral et sur les propriétés physiques du sol

Le tassement se caractérise par une augmentation de la masse volumique et inversement, une diminution de la porosité du sol. De nombreuses études sur le tassement des sols agricoles ont montré que, excepté pour les sols sableux, seule la porosité structurale, est affectée lors d'un passage d'engin (Monnier *et al.*, 1973 ; Fies et Zimmer, 1982 ; Tamari, 1992 ; Cousin *et al.*, 1994 ; Bruand et Cousin, 1995). Les pores structuraux diminuent ou disparaissent en premier et peuvent se retrouver insérés au sein de pores texturaux (Richard *et al.*, 2001). C'est donc l'ensemble de la géométrie de l'espace poral qui se retrouve affectée par le tassement. Des travaux conduits dans le domaine du génie civil ont montré que des contraintes très élevées (> 1 MPa) appliquées sur des temps longs (plusieurs jours) peuvent réduire la porosité texturale. Rappelons qu'en conditions agricoles, les contraintes maximales appliquées sont de l'ordre de 200 kPa (cinq fois moins que dans le génie civil) et les temps

d'application sont courts (< 1 s). C'est pourquoi, en conditions agricoles, la porosité texturale n'est pas modifiée.

Le tassement du sol et la modification de l'espace poral affectent de nombreuses propriétés physiques du sol :

- Augmentation de la capacité thermique et de la conductivité thermique des sols (Abu-Hamdeh et Reeder, 2000).
- Diminution de la diffusivité des gaz. Xu et Nieber (1992) montrent que le coefficient de diffusion gazeuse de l'azote est proche de zéro quand la porosité libre à l'air atteint 10 %.
- Modification du transfert et du stockage de l'eau. L'analyse des conséquences du tassement sur les propriétés hydrodynamiques des sols a fait l'objet de deux articles écrits au cours de la thèse et soumis à la revue *Journal of Vadose Zone* (annexes D et E). Le premier article (Cousin *et al.*, soumis) analyse l'effet de la masse volumique sur les propriétés hydrodynamiques à partir de données expérimentales issues de la base de données SOLHYDRO. Cette analyse permet de mettre en place une fonction de pédotransfert d'estimation de la teneur en eau et de la conductivité hydraulique des sols argileux et limoneux à partir d'une seule variable : la masse volumique. Le second (Lefebvre *et al.*, soumis) analyse le même effet à partir de l'étude du comportement des principales fonctions de pédotransfert de la littérature. Cette analyse permet de mettre en évidence la capacité des fonctions de pédotransfert d'Assouline *et al.* (1997) à estimer des propriétés hydrodynamiques en tenant compte de la stabilité de l'espace poral textural après tassement.

En parallèle à la modification de l'espace poral, le tassement entraîne une modification des propriétés mécaniques des sols :

- Augmentation de la résistance à la pénétration (Håkansson, 2000 ; Mari et Changying, 2007)
- Diminution de l'indice de compression C_c et augmentation de la pression de pré-consolidation P_c (Défossez *et al.*, 2003 ; Cui, 2007). Saffih-Hdadi *et al.* (2009) proposent d'estimer ces paramètres en fonction de la texture, de la masse volumique et de la teneur en eau du sol.

I.3.2. Conséquences agronomiques et environnementales

Sur le plan agronomique, le tassement contribue à la diminution des rendements (Lipiec et Hatano, 2003 ; Heuer *et al.*, 2008 ; Hamza et Anderson, 2008). Si, parfois, le tassement en saison sèche augmente la continuité de l'espace poral et facilite le prélèvement en eau par les plantes, il réduit considérablement l'espace poral en saison humide jusqu'à l'obtention d'un milieu compacté et anoxique. Un tel milieu ralentit la croissance racinaire (figure 5) et réduit les échanges gazeux du sol

jusqu'à entraîner la mort de bactéries aérobies utiles à la croissance des plantes (Soane et van Ouwerkerk, 1994).



Figure 5 : effet du tassement sur la taille des racines et des épis de maïs (Houskova, 2004).

Le tassement entraîne la disparition des organismes du sol, et plus particulièrement les lombriciens qui sont utiles à la décomposition et au mélange des matières organiques. Il existe un véritable équilibre entre le règne végétal et animal qui intervient directement sur la matière organique, la structure et le pH du sol (Alakukku, 1996). Les zones tassées, à l'aplomb des passages de roues, limitent la mobilité des lombriciens qui mettent du temps à recoloniser le milieu. Ouellet *et al.* (2008) observent une corrélation négative entre le poids de vers de terre au mètre carré et la masse volumique du sol.

Sur le plan environnemental, le tassement a des effets multiples.

Il augmente le ruissellement, l'érosion et la pollution des cours d'eau en augmentant la taille et la compacité des agrégats à la surface du sol, ce qui limitent l'infiltration. L'eau de ruissellement emporte avec elle des volumes de sols érodés (Lindstrom *et al.*, 1981 ; Soane et Ouwerkerk, 1995) et des éléments issus des apports d'engrais et de produits phytosanitaires restés en surface vers les cours d'eau aval (Voorhees, 1991 ; Busscher et Bauer, 2003).

Il contribue à augmenter la quantité de polluants dans les nappes phréatiques. Les zones tassées limitent la croissance racinaire. Les éléments disponibles en profondeur (suite aux pulvérisations d'engrais notamment) sont prélevés par les plantes avec beaucoup moins d'efficacité. Les pluies qui ont lieu à la fin de la croissance des plantes donnent lieu au lessivage des éléments non absorbés. Les nutriments peuvent alors contaminer les nappes phréatiques sous-jacentes. Une étude de Petelkau *et al.* (1988) montre que le cumul d'azote lessivé pendant 10 ans atteint 311 kg ha⁻¹ pour un sol non tassé et 469 kg ha⁻¹ pour un sol tassé (la notion de sol tassé est définie dans la partie I.4.).

Le tassement contribue à augmenter les émissions des principaux gaz à effets de serre (CO_2 , N_2O et CH_4) (De Neve et Hofman, 2000). L'émission de dioxyde de carbone (CO_2) provient en grande partie de la combustion des carburants des engins qui est fortement accentuée lorsque le sol est tassé car l'engin doit fournir davantage d'énergie pour travailler le sol. Une étude de Voorhees et Hendrick (1977) montrent que la traction mécanique augmente de 92% dans un sol tassé. Les effets du tassement sur les émissions de CO_2 dues à l'activité microbienne n'apparaissent pas significatifs. Il semblerait, malgré tout, que les émissions de CO_2 soient plus faibles dans un sol tassé à cause de la réduction de la diffusivité des gaz (Ball *et al.*, 1999).

En revanche, le tassement a beaucoup plus d'influence sur les bactéries qui participent aux émanations de N_2O et de CH_4 . Les émissions de protoxyde d'azote (N_2O) et de méthane (CH_4) augmentent avec le tassement car celui-ci favorise les conditions anoxiques favorables à l'activité de bactéries dénitrifiantes et méthanogènes (Ball *et al.*, 1999). Cependant, l'activité des bactéries méthanogènes est surtout problématique dans les milieux anaérobies en continu tels que les rizières, les marais, les tourbières qui représentent de faible surface en France. C'est donc plutôt au travers des émissions de N_2O que le tassement intervient principalement.

I.3.3. Régénération des sols tassés

Le tassement engendre des modifications du fonctionnement des sols sur des périodes assez longues. La régénération d'un sol tassé peut se faire instantanément par un travail du sol ou bien sous l'effet des agents naturels : climat et activité biologique (racines et lombrics). Elle fait appel au gonflement des argiles, à la perforation du sol par le déplacement des lombrics, au climat qui provoque de la fissuration avec les cycles gel/dégel et humectation/dessiccation.

Pollard et Elliott (1978) ont observé qu'un sol sablo-limoneux, initialement compactée jusqu'à 20-30 cm de profondeur, était resté tassé durant six années. Boizard *et al.* (2007) ont montré qu'au bout de cinq années de culture sans travail du sol, un réseau de fissures s'est installé sur 20 cm de profondeur dans un sol limoneux initialement tassé sur toute l'épaisseur de la couche labourée.

Le labour pour la surface et le sous-solage pour la profondeur sont des méthodes de régénération du sol. Ils doivent cependant rester occasionnels (uniquement en cas de tassement sévère) car ils ont à la fois des effets nocifs et bénéfiques pour le sol. Le labour dilue la matière organique au sein de la couche travaillée. Quant au sous-solage, il consiste à fissurer le sol en introduisant une lame à plus de 35 cm de profondeur. Dans la plupart des cas, le sous-solage est bénéfique et améliore le rendement, mais il peut aussi être inefficace et rendre le sol plus sensible aux tassements profonds (Gaultney *et al.*, 1982).

I.4. La notion de tassement critique des sols

Comment juger de l'intensité d'un tassement ? Dans cette partie, nous abordons la notion de *tassement critique*. Le tassement critique caractérise un niveau de compacité du sol susceptible de dégrader les fonctions du sol sur un plan agricole et environnemental. Le niveau de tassement critique peut donc varier selon la fonction du sol (infiltration, rendement, émission des gaz à effet de serre, érosion, ...). Deux variables d'état du sol qui sont facilement estimables à partir des caractéristiques des sols peuvent caractériser le tassement critique d'un sol : la masse volumique et la masse volumique effective (packing density en anglais, terme que nous utiliserons par la suite). La packing density se calcule à partir de la masse volumique et de la teneur en argile des sols.

La pression de pré-consolidation (P_c) est une autre variable qui pourrait caractériser le tassement critique d'un sol. Cependant, elle est plutôt pertinente pour caractériser le tassement des horizons profonds. En effet, la pression de pré-consolidation d'un sol est généralement faible après un labour. La contrainte appliquée au sol est très souvent supérieure à P_c quelles que soient les caractéristiques de l'engin utilisé. La pression de pré-consolidation étant facile à atteindre, elle ne peut pas être utilisée pour caractériser un seuil de tassement critique d'un sol labouré.

Dans cette partie, nous faisons l'inventaire des seuils de tassement critique disponibles dans la littérature à partir de la masse volumique et de la packing density.

I.4.1. La masse volumique

Daddow et Warrington (1983) proposent une méthode d'estimation de la masse volumique critique des sols agricoles : la GLBD pour Growth-Limiting Bulk Density. Cette masse volumique critique est fonction du rayon moyen des pores (équation [4] établie à partir de la figure 6a) :

$$GBLD = 1,34 + 3,02 \times \text{Rayon moyen des pores en mm} \quad [4]$$

Ils précisent que cette équation n'est valide que sur des sols dont la teneur en matière organique est inférieure à 3 %, le pourcentage de fragments terreux grossiers est inférieur à 10 %, la masse volumique de solide est proche de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ et la teneur en eau des sols est proche de la teneur en eau à la capacité au champ (potentiel de -330 hPa). En effet, les 21 échantillons de sol sur lesquels a été mesurées la GLBD avaient une gamme de teneur en eau mesurée à des potentiels compris entre -50 et -1000 hPa.

Afin de créer des classes de GLBD en fonction de la texture des sols, les GLBD de 80 échantillons de sols ont été calculées et placées dans un triangle des textures de manière à obtenir des courbes d'isodensité (figure 6b). Par exemple, un sol argilo-limoneux qui a 30 % de sables et 34 % de limons a un GLBD compris entre 1,45 et 1,55 g cm^{-3} . L'interpolation entre les deux isohyètes permet d'affirmer que la valeur du GLBD est d'environ 1,50 g cm^{-3} . Les lignes rouges correspondent aux classes texturales du triangle USDA (United States Department of Agriculture) et les lignes vertes correspondent aux classes texturales européennes (CEC, 1985).

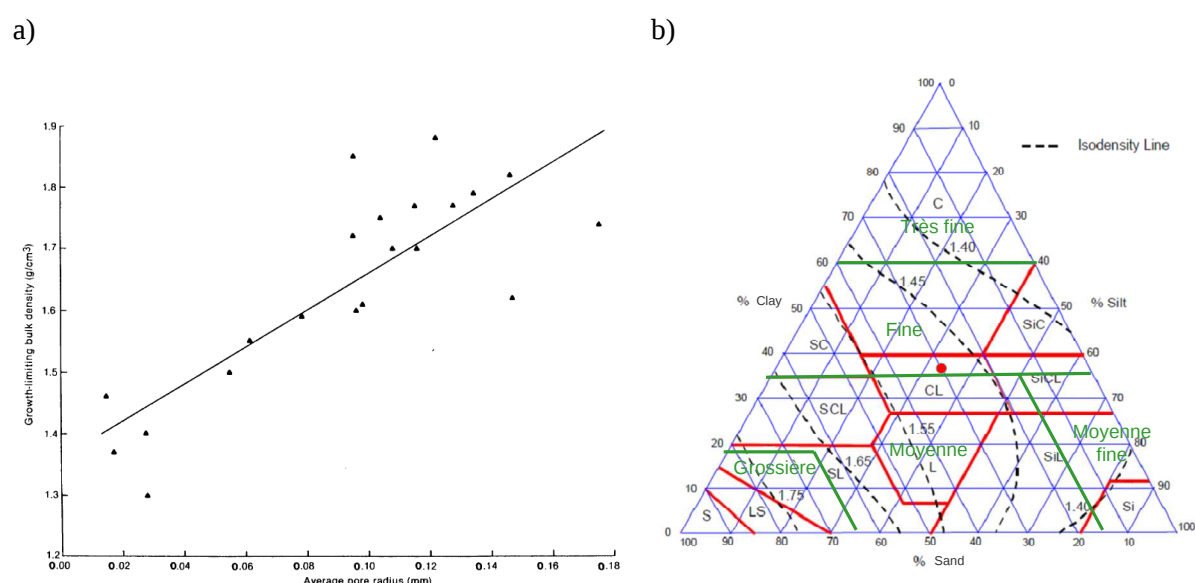


Figure 6 : Variation du rayon moyen des pores en fonction de la GLBD, à gauche. Lignes de même GLBD dans le triangle des textures, à droite (d'après Daddow et Warrington, 1983).

Houskova (2004) propose une masse volumique critique en fonction de la texture pour décrire l'intensité de tassement d'un sol mais elle ne précise pas comment ces seuils ont été identifiés (tableau 2).

Sand	Loamy sand	Sandy loam	Loam	Clayey	Clay
> 1,70	> 1,60	> 1,55	> 1,45	> 1,40	> 1,35

Tableau 2 : Masses volumiques critiques (en g cm^{-3}) qui correspondent à un état tassé du sol (d'après Houskova, 2004).

Dans le cadre du projet DST, Richard *et al.* (2008) ont étudié les variations de la dénitrification et du rendement des cultures de blé et de maïs sur un sol limoneux. La dénitrification et le rendement ont été simulés à l'aide du modèle de culture STICS (présenté dans la partie II.1.2.). Ils observent qu'il existe une valeur seuil de masse volumique à environ 1,45 g cm^{-3} au-delà de laquelle le rendement est réduit

et les émissions de N_2O sont accrues (figure 7). La masse volumique de $1,45 \text{ g cm}^{-3}$ semble donc être une valeur de masse volumique critique pour les sols limoneux.

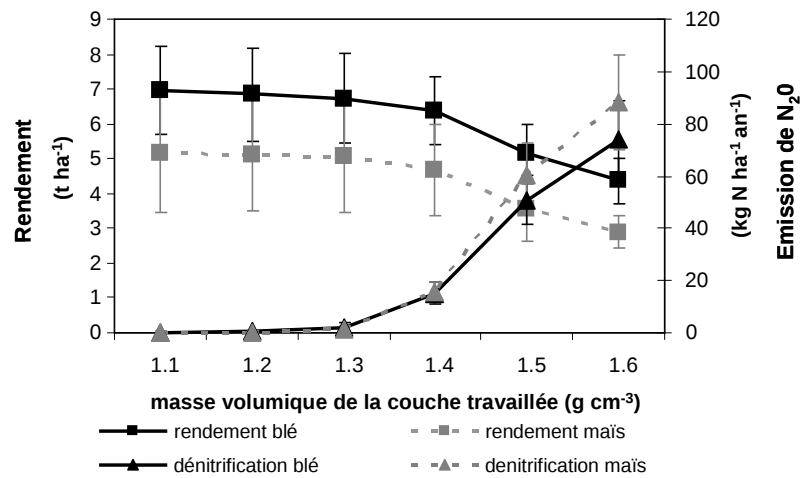


Figure 7 : Simulations avec le modèle STICS du rendement et de la dénitrification annuelle dans le cas des monocultures de blé et de maïs sur le sol de Mons (Picardie) pendant les années climatiques de 1970 à 1999 (Richard *et al.*, 2008).

I.4.2. La packing density (ou masse volumique effective)

La notion de packing density (ou masse volumique effective) a été créée par Renger (1970) afin de tenir compte simultanément de la teneur en argile et de la masse volumique du sol. L'idée est probablement proche de celle ayant abouti à la création de la porosité texturale et structurale mais avec un moyen de quantification très simple à partir de l'équation suivante :

$$PD = \rho + 0,009C \quad [5]$$

où ρ est la masse volumique en g cm^{-3} et C est la teneur en argile en %.

Jones *et al.* (2003) utilisent la classification de Renger (1970) pour définir le niveau de tassement des sols européens. Le niveau de tassement du sol est jugé *faible*, *modéré* ou *élevé* lorsque la packing density est respectivement inférieure à 1,4 ; entre 1,4 et 1,75 ou supérieure à 1,75 g cm^{-3} .

Tobias et Tietje (2007), ainsi que la Société Suisse de Pédologie (Weisskopf, 2008), considèrent un sol tassé lorsque sa packing density est supérieure à 1,7 g cm^{-3} .

I.4.3. Conclusion : les variables utilisables pour caractériser le tassement critique

Les seuils de masse volumique et de packing density critiques qui caractérisent un sol tassé sont regroupés dans le tableau suivant :

	Auteurs	Classes de texture (CEC, 1985)				
		Grossière	Moyenne	Moyenne fine	Fine	Très fine
Masse volumique (g cm ⁻³)	Daddow et Warrington (1983)	> 1,70 - 1,85	> 1,40 - 1,70	> 1,35 - 1,45	> 1,35 - 1,65	> 1,30 - 1,45
	Houskova (2004)	> 1,70	> 1,55 - 1,60	> 1,45	> 1,40	> 1,35
	Richard <i>et al.</i> (2008)	-	-	> 1,45	-	-
Packing density (g cm ⁻³)	Jones <i>et al.</i> (2003)	> 1,75	> 1,75	> 1,75	> 1,75	> 1,75
	Tobias et Tietje (2007)	> 1,70	> 1,70	> 1,70	> 1,70	> 1,70

Tableau 3 : Valeurs critiques de la masse volumique et de la packing density qui caractérisent un sol tassé.

Les seuils du tableau 3 semblent cohérents entre les différentes méthodes d'estimation de la masse volumique ou de la packing density critiques. Les études de masse volumique critique réalisées sur les sols limoneux présentent toutes la valeur de 1,45 g cm⁻³ comme étant un seuil critique.

Nous choisissons de travailler avec la masse volumique et la packing density afin de comparer l'estimation des risques avec l'une ou l'autre variable. Concernant la masse volumique, nous choisissons de travailler avec le seuil de 1,45 g cm⁻³ de Richard *et al.* (2008) car il prend en compte les effets du tassement à la fois sur un plan agricole et sur un plan environnemental. Dans la suite de ce document, nous appellerons cette valeur de masse volumique la *masse volumique critique*. Etant donné que le tassement des sols agricoles affecte essentiellement les pores d'origine structurale, nous choisissons de transformer la masse volumique critique en indice des vides structuraux critique. Travailler avec l'indice des vides permet de tenir compte des effets de la texture sur les variations de masse volumique des sols indépendamment du tassement.

La masse volumique critique de 1,45 g cm⁻³ pour le sol limoneux de Mons équivaut à un indice des vides structuraux (e_s) d'environ 0,15 à une teneur en eau proche de la capacité au champ. Nous choisissons d'appliquer le même critère de tassement critique à l'ensemble des sols français, c'est-à-dire $e_s < 0,15$.

Concernant la packing density, nous choisissons d'utiliser le seuil le plus faible, c'est à dire 1,70 g cm⁻³. Les valeurs critiques utilisées par Jones *et al.* (2003) et Tobias et Tietje (2007) sont relativement proches mais la packing density de 1,75 g cm⁻³ caractérise un tassement du sol *élevé* dans l'étude de Jones *et al.* (2003). Nous ne souhaitons pas, non plus, utiliser la valeur de 1,4 g cm⁻³ qui caractérise un tassement du sol modéré dans cette étude. La packing density critique de 1,70 g cm⁻³ semble donc être un bon compromis entre les deux valeurs.

I.5. Les méthodes de spatialisation des risques de tassement

Cette partie recense les méthodes de spatialisation des risques de tassement des sols rencontrées dans la littérature. Ces méthodes reposent sur la caractérisation des facteurs de variation de l'intensité du tassement présenté dans la partie I.2. et sur l'utilisation de modèles plus ou moins mécanistes.

Dans cette partie, nous décrivons les méthodes de spatialisation des risques de tassement dans un sens de complexité croissante, allant de l'expertise à l'utilisation de modèles mécanistes. Chacune de ces méthodes fait appel à la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau des sols, qui est le facteur déterminant des phénomènes de tassement des sols.

I.5.1. A partir de cartes des sols et d'expertises

Jones *et al.* (2003) mettent en place une méthode de spatialisation de la sensibilité intrinsèque des sols européens au tassement. Ils considèrent que la sensibilité intrinsèque des sols au tassement est décrite par la texture et la packing density (Renger, 1970). L'information sur la texture des sols provient de la Base de Données Géographique des Sols d'Europe (BDGSF) (King *et al.*, 1995). La packing density du sol en profondeur (> 30 cm) est estimé par la classe de pédotransfert (van Ranst *et al.*, 1995). Un classement par expertise des sols plus ou moins sensibles au tassement est réalisé en fonction de sa texture (tableau 4). L'application de ce classement aux types de sols de la BDGSF permet ensuite de réaliser la carte de sensibilité des sols au tassement (figure 8).

Texture code	Texture class	PD (t m^{-3})		
		Low (<1.40)	Medium (1.40–1.75)	High (>1.75)
1	Coarse	VH	H	M ^a
2	Medium	H	M	M
3	Medium fine	M(H)	M	L ^b
4	Fine	M ^c	L ^d	L
5	Very fine	M	L	L
9	Organic	VH	H	

^a Except for naturally compacted or cemented coarse (sandy) materials that have very low (L) susceptibility.

^b These soils are already compact.

^c These packing densities are usually found only in recent alluvial soils with bulk densities of $0.8\text{--}1.0\text{ t m}^{-3}$ or in topsoils with >5% organic carbon.

^d Fluvisols in these categories have moderate susceptibility.

Tableau 4 : Sensibilité des sols au tassement en fonction de la texture et de la packing density. Les classes de sensibilité sont décrites par les lettres L, M, H et VH respectivement pour Low, Moderate, High et Very High. (Jones *et al.*, 2003)

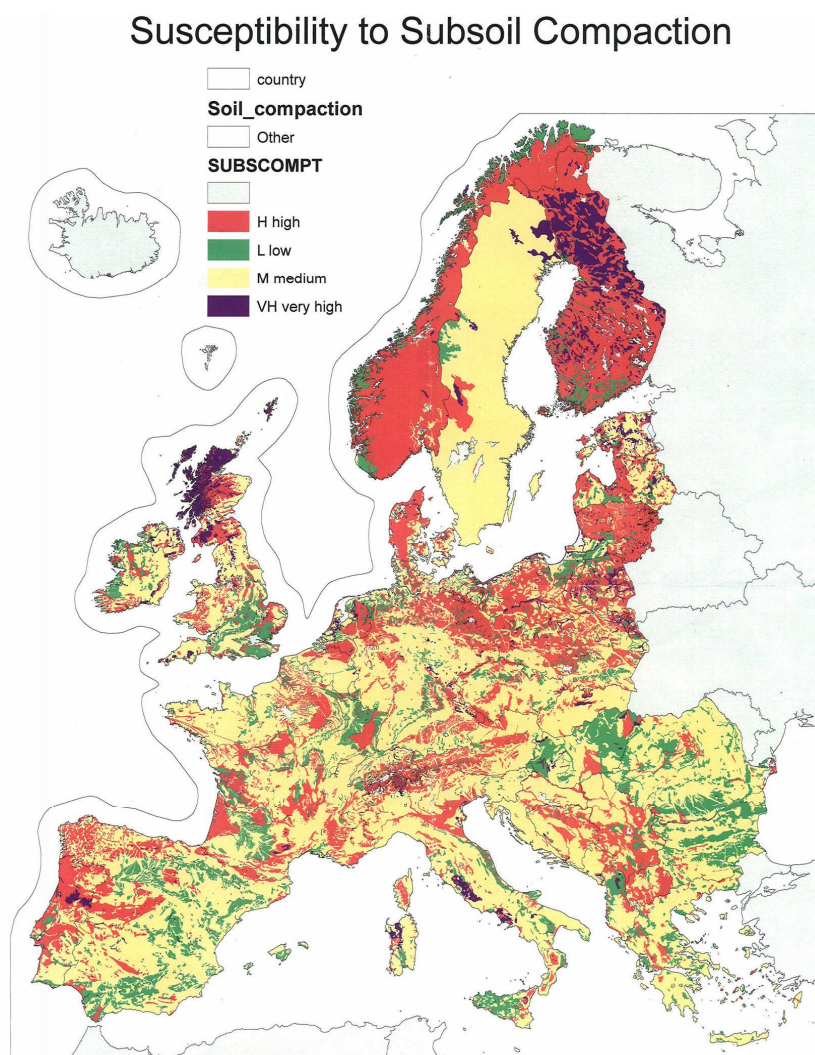


Figure 8 : Carte de sensibilité des sols profonds (> 30 cm) européens au tassement (Jones *et al.*, 2003).

Afin de spatialiser la sensibilité des sols en tenant compte de toutes les propriétés du sol qui le rendent vulnérables, Jones *et al.* (2003) expliquent qu'il est important de tenir compte de la teneur en eau des sols au moment des passages d'engins. C'est pourquoi, ils prévoient de réaliser la spatialisation de la sensibilité des sols à partir de la texture, de la packing density et également du climat, en fonction du bilan Pluie-ETP.

I.5.2. A partir de cartes des sols et de modèles mécaniques

Van den Akker (2004) réalise une carte de capacité de portance des sols en fonction de la charge à la roue. L'information sur les sols hollandais provient de la classification allemande DVWK (1995). Il estime la propagation des contraintes dans les sols hollandais avec le modèle de tassement SOCOMO (modèle pseudo-analytique qui décrit la propagation des contraintes dans le sol suivant la théorie de

Boussinesq). Il calcule la pression de pré-consolidation des sols hollandais grâce aux fonctions de pédotransfert de Horn et Fleige (2003) pour une teneur en eau du sol constante à une succion de 330 hPa. Il considère que le sol ne se tasse pas en profondeur (> 30 cm) tant que la contrainte calculée par SOCOMO ne dépasse pas la pression de pré-consolidation P_c . Il cartographie ainsi (figure 9) la charge à la roue maximale que les sols hollandais peuvent supporter sans engendrer un tassement irréversible (contrainte de l'engin $>$ pression de pré-consolidation) :

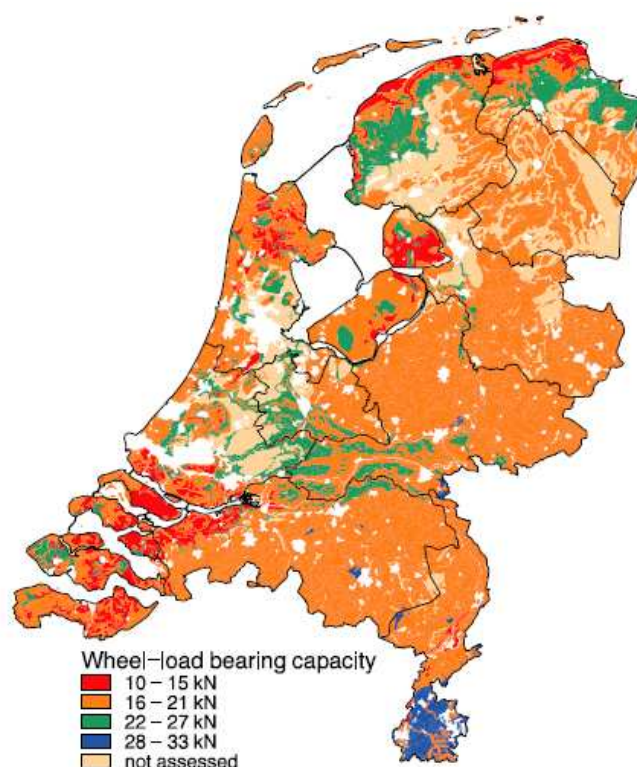


Figure 9 : Charge à la roue maximale en kN que les sols hollandais peuvent supporter (van den Akker, 2004).

Horn *et al.* (2005) développent un modèle de prédiction de la stabilité des sols. De la même manière que van den Akker (2004), ils considèrent que le tassement n'a pas lieu tant que la pression de pré-consolidation des sols est inférieure à la contrainte appliquée par l'engin. Les fonctions de pédotransfert de Horn et Fleige (2003) sont utilisées pour estimer la pression de pré-consolidation des sols, deux états hydriques sont considérés à des succions de 60 ou 330 hPa. Le critère de sensibilité des sols au tassement correspond au ratio de la pression de pré-consolidation (P_c) sur la contrainte qui se propage dans le sol (σ_z). Ils considèrent que lorsque $P_c/\sigma_z > 1,5$; $1,2-1,5$; $0,8-1,2$ et $< 0,8$ alors le sol est respectivement très stable, stable, instable et instable suivi de déformations plastiques. Ils cartographient la stabilité des sols allemands et européens pour deux types de contraintes appliquées à la surface du sol (60 et 200 kPa). Nous présentons, dans la figure 10, les cartes européennes pour une succion de 60 hPa et pour les deux contraintes appliquées aux sols.

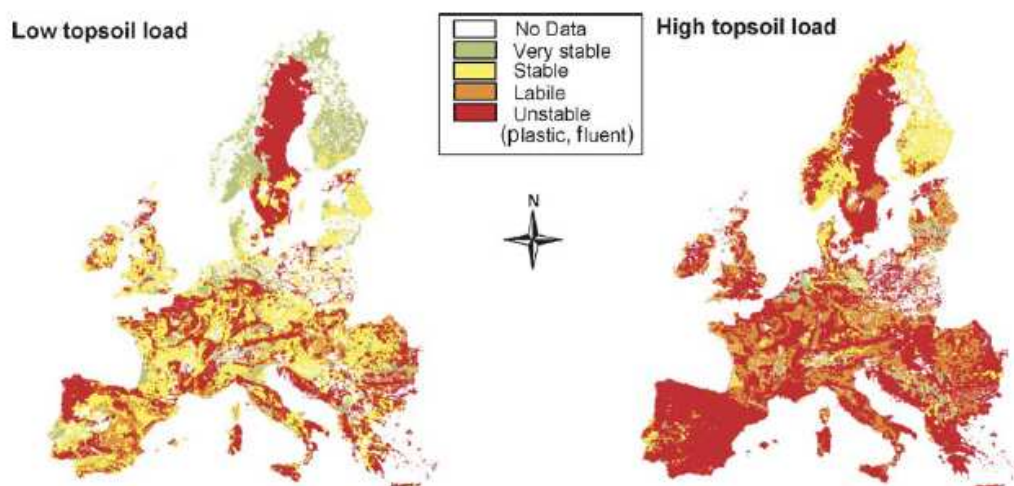


Figure 10 : Carte de stabilité des sols européens à une succion de 60 hPa, pour une contrainte appliquée en surface de 60 kPa (à gauche) et 200 kPa (à droite) (Horn *et al.*, 2005).

I.6. Conclusion : choix d'une démarche pour cartographier les risques de tassement des sols à l'échelle de la France

Nous souhaitons évaluer les risques de tassement à partir de la fréquence d'occurrence des états du sol déterminant l'intensité de tassement critique. L'analyse bibliographique réalisée précédemment montre que les cartes de risques de tassement tiennent généralement compte :

- de certaines propriétés physiques des sols : texture, structure et teneur en eau au moment des passages d'engins,
- de la contrainte qui s'applique à la surface du sol dépendante des équipements utilisés.

La teneur en eau des sols dépend des conditions climatiques, du prélèvement en eau par les racines du couvert végétal, des propriétés de surface des sols (rugosité et albédo) et des propriétés hydrodynamiques des sols. Si nous voulons estimer l'occurrence d'états des sols considérés comme critiques pour le tassement, il est indispensable de connaître la teneur en eau des sols au cours du temps. La seule manière d'y accéder pour la totalité des sols français est de la calculer à l'aide d'un modèle hydrique. Les modèles mécaniques existant ne prennent pas en compte les variations de la teneur en eau du sol au cours du temps. Nous devons donc coupler un modèle mécanique à un modèle hydrique. Plusieurs couplages de modèle mécaniques et hydriques ont déjà été réalisés mais leurs résultats n'ont jamais été spatialisés. Nous analysons, dans ce cadre, successivement les travaux d'Arvidsson *et al.* (2003) basé sur la pression de pré-consolidation, Pulley *et al.* (2007) basé sur la

résistance à la pénétration et Rotz *et al.* (2008) basé sur les impacts économiques et environnementaux.

Arvidsson *et al.* (2003) estiment le risque de tassement en profondeur (> 30 cm) engendré par une arracheuse à betteraves de 20 t, ce qui correspond à une contrainte moyenne en surface de 220 kPa. De la même manière que van den Akker (2004), ils calculent la propagation de la contrainte dans les sols à l'aide du modèle de tassement SOCOMO (van den Akker, 2004). Lorsque celle-ci excède la pression de pré-consolidation du sol, ils considèrent qu'il y a tassement. Ils ont déterminé la variation de la pression de pré-consolidation en fonction de l'état hydrique du sol. Pour calculer l'évolution du potentiel matriciel de l'eau du sol, ils utilisent le modèle hydrique SOIL (Jansson, 1991) et connaissent, ainsi, les variations du paramètre P_c en fonction de la teneur en eau des sols. Le risque de tassement correspond au nombre de jours présentant une contrainte appliquée dans le sol supérieure à la pression de pré-consolidation, et cela pendant 25 ans.

Avec une démarche similaire, Pulley *et al.* (2007) prédisent la variation de la résistance à la pénétration des sols en fonction de leur teneur en eau. Pour cela, ils utilisent un modèle stochastique de prévisions météorologiques couplé à un modèle hydrique à réservoir pour estimer la teneur en eau du sol. Concernant la déformation du sol, ils établissent une loi normale logarithmique de la masse volumique en fonction de la texture et de ses propriétés hydrodynamiques (trois points de teneur en eau : à saturation, à la capacité au champ et au point de flétrissement). Les classes de pédotransfert de Rawls *et al.* (1989) sont utilisées pour estimer ces dernières. L'occurrence des précipitations est modélisée à l'aide d'une chaîne de Markov (distributions prédéfinies basées sur des observations) qui décrit deux classes de précipitations : humides ou sèche. Ils estiment la masse volumique des sols à l'aide d'une distribution (densité de probabilité) selon une loi log-normale pour les douze classes de texture de la classification de l'USDA (USDA-NRCS, 2007b). Au final, ils établissent une fonction qui estime la résistance à la pénétration en fonction de la texture des sols, de leur masse volumique et de leur teneur en eau. Ce modèle est essentiellement destiné à l'aide à la décision des agriculteurs concernant les dates de passage d'engins les plus appropriées pour ne pas dégrader la structure du sol (résistance mécanique supérieure à une valeur limite).

Rotz *et al.* (2008) prédisent les jours favorables au travail du sol avec le modèle IFSM (Integrated Farm System Model) en fonction des coûts de production et de l'impact environnemental du travail du sol. Ils ont étudié (1) les coûts annuels (fixes et variables) d'une exploitation en termes de carburant, prix des produits phytosanitaires, temps de passage des engins, etc., (2) les bénéfices nets liés au prix et au rendement des récoltes, pour définir les jours disponibles en fonction d'un certain niveau de performance agricole. Par exemple, concernant le semis, les jours disponibles sont ceux durant lesquels le sol contient moins de 95 % de la teneur en eau à la capacité au champ. Ce seuil varie en

fonction de la texture (le sol est décrit par quatre classes de texture), de la profondeur (le seuil est plus élevé dans l'horizon 75-150 cm car les déformations du sol y sont moins importantes), des caractéristiques de l'engin et des pneumatiques. La teneur en eau des sols est simulée à l'aide d'un modèle hydrique à réservoir qui utilise des propriétés hydrodynamiques prédéfinies pour quatre types de sol et qui prend en compte le prélèvement en eau de cinq types de plantes (luzerne, herbacées vivaces, maïs, céréales à petits grains, soja), couplé à un modèle de simulation climatique. Concernant la récolte du maïs, le premier critère est le rendement : si le rendement estimé n'excède pas 400 kg m^{-2} alors l'intervention est retardée. Le deuxième critère est la teneur en substance nutritive de la récolte : si elle est immature, le modèle retarde la date de récolte de 10 jours maximum. Le dernier critère est le climat : si plus de 2 mm de pluie sont prévus pour le jour de passage de l'engin alors l'intervention est retardée. Parallèlement, le modèle calcule également les conséquences environnementales d'un passage d'engin sur le sol en estimant la perte en azote et en phosphore (ruissellement et lessivage), et les émissions de gaz à effet de serre (CO_2 , N_2O et CH_4). Si le modèle de Rotz *et al.* (2008) semble complet, il ne possède pas encore de module de calcul des déformations du sol. Il aborde, cependant, la notion de risque par l'intermédiaire du climat. Pour chaque système de production, les impacts économiques et environnementaux sont calculés sur 25 années climatiques passées. La fréquence d'apparition d'un certain niveau de performance économique et environnemental est le résultat fourni aux agriculteurs. Plus la distribution des niveaux de performance économique et environnementale est contrastée, plus le risque est élevé. Le modèle IFSM, publié récemment, est basé sur une approche intéressante pour généraliser les travaux réalisés dans le cadre du projet DST.

L'étude du risque fait intervenir la notion de fréquence d'apparition d'un danger. Il est donc primordial d'analyser la sensibilité des sols au tassement sur le long terme. Un seul modèle décrit précédemment présente à la fois une analyse du risque sur le long terme et une analyse associée de la déformation des sols, celui d'Arvidsson *et al.* (2003) car il tient compte des variations climatiques sur 25 années et de la fréquence d'apparition d'un excès en eau du sol. Il calcule la fréquence d'apparition des jours où la contrainte appliquée au sol est supérieure à la pression de pré-consolidation. Ainsi il est capable de quantifier un pourcentage de risque sur 25 années testées. Nous nous inspirons de l'étude d'Arvidsson *et al.* (2003) pour réaliser la carte des risques de tassement superficiel (0 à 30 cm de profondeur) des sols français en fonction des scénarios climatiques actuels et futurs. Arvidsson *et al.* (2003) utilisent la pression de pré-consolidation pour quantifier l'occurrence du tassement : ils quantifient le pourcentage d'années où $\sigma_z > P_c$. Or, il est difficile d'utiliser la pression de pré-consolidation en surface car elle y est relativement faible. En effet, le travail du sol a pour conséquence la réduction de la pression de pré-consolidation. Nous choisissons plutôt de calculer la fréquence d'apparition du tassement avec un indice des vides structuraux de 0,15. Pour ce faire, nous quantifions le pourcentage d'années où la teneur en eau d'un sol, lors du passage d'un engin, engendre un état structural critique du sol. Ce travail de thèse vise donc à estimer les teneurs en eau critiques du sol qui engendrent un tassement en cas de

passage d'engin, et ce, à partir d'un scénario climatique assimilable au climat actuel et de deux scénarios assimilables aux éventuels climats futurs. Les différentes étapes sont de :

1. estimer la teneur en eau critique qui engendre le tassement des sols,
2. simuler la teneur en eau des sols sur un grand nombre d'années climatiques et calculer le nombre de jours où la teneur en eau du sol excède la teneur en eau critique (sur une période choisie en fonction du calendrier des interventions culturales),
3. représenter spatialement les risques de tassement des sols en France.

Pour cela, nous allons combiner des modèles hydrique et mécanique dont nous présentons la structure et les modalités de paramétrage dans la partie suivante.

Partie II. Modèles utilisés, bases de données et paramétrages existants

II.1. Les modèles

II.1.1. Choix des modèles utilisés

II.1.1.a Modèles hydriques

Nous souhaitons simuler la teneur en eau des sols au cours d'une année culturale en fonction des conditions climatiques et du prélèvement en eau par les cultures dans les différents types de sols français. On peut distinguer deux types de modèles répondant plus ou moins à ce cahier des charges :

- Des modèles décrivant les transferts d'eau dans les sols de manière physique, à partir des équations de Richards, tels que HYDRUS (Šimůnek *et al.*, 2005). Ces modèles ne simulent pas le développement et la croissance d'une culture au cours du temps. Il faut leur imposer le prélèvement d'eau par les racines. En revanche, ils sont faciles à paramétrer car leurs données d'entrée (courbe de rétention en eau et de conductivité hydraulique) peuvent être estimées à l'aide de fonctions de pédotransfert.

- Des modèles de culture qui simulent l'ensemble du cycle d'une culture et qui intègrent le calcul du bilan hydrique. Ces modèles décrivent le fonctionnement hydrique d'un sol à l'aide d'un système à réservoirs. Les modèles EPIC (Williams *et al.* 1984), CERES (Jones et Kiniry, 1986), SIMWASER (Stenitzer et Murer, 2003) et STICS (Brisson *et al.*, 1998) appartiennent à cette catégorie. Ils simulent l'évolution de l'indice foliaire, de la profondeur d'enracinement, de la biomasse aérienne et souterraine en fonction d'éventuels stress hydriques, azotés et thermiques. Certains des paramètres d'entrée qui interviennent dans le calcul du bilan hydrique sont à estimer à partir de données mesurées. Il n'existe pas toujours de fonctions de pédotransfert pour les estimer.

Les modèles de transfert d'eau comme HYDRUS-1D ne répondent pas à notre cahier des charges car ils ne simulent pas le comportement des cultures. Nous choisissons donc de travailler avec un modèle de culture, et plus particulièrement avec le modèle STICS. Il a été mis au point à l'INRA, ce qui nous permet de bénéficier de l'appui scientifique et technique de ses concepteurs. De plus, nous disposons de nombreuses références pour simuler différentes cultures. En revanche, les paramètres du sol

intervenant dans le calcul du bilan hydrique ne sont pas tous disponibles à l'échelle de la France. Nous proposons de les estimer par une procédure numérique qui utilise le modèle HYDRUS. Nous présentons donc, par la suite, les modèles STICS et HYDRUS et les paramétrages disponibles de ces deux modèles au début de la thèse.

II.1.1.b Modèles mécaniques de tassement des sols

Les modèles mécaniques de tassement des sols sont tous basés sur le calcul de la déformation du sol suivant trois étapes :

- le calcul de la distribution des contraintes appliquées sur l'aire de contact pneu/sol,
- le calcul de la propagation des contraintes en profondeur,
- le calcul de la diminution du volume apparent du sol.

Il existe deux types de modèles de tassement : les modèles pseudo-analytiques et les modèles à éléments finis (Défossez et Richard, 2002).

Pour les modèles pseudo-analytiques, la propagation des contraintes est basée sur les travaux de Boussinesq (1885) et de Fröhlich (1934). La déformation est calculée à partir de la courbe de compression en tenant compte, ou non, du cisaillement. Le modèle COMPSOIL (O' Sullivan *et al.*, 1999) ne tient pas compte du cisaillement, alors que les modèles SOILFLEX (Keller *et al.*, 2005) et SOCOMO (van den Akker, 2004) intègrent un module empirique de cisaillement.

Les modèles à éléments finis sont basés sur la résolution d'une équation différentielle à l'aide de la méthode des éléments finis. Ces modèles (Kirby, 1997 ; PLAXIS, 1998) calculent simultanément des contraintes et des déformations du sol. Ils sont basés sur des lois mécaniques de type Cam-Clay qui font appel à des paramètres mécaniques difficiles à mesurer (le module de Young par exemple).

Compte tenu de notre échelle de travail, à savoir la France entière, et du manque de connaissances sur les propriétés mécaniques des sols en général et des sols français en particulier, nous avons choisi d'utiliser un modèle dont les paramètres d'entrées sont faciles d'accès, à savoir un modèle pseudo-analytique. Plus précisément, nous avons choisi le modèle COMPSOIL car il présente une interface sous Excel et une programmation en Visual Basic accessible à un grand nombre d'utilisateurs. Le modèle COMPSOIL a été évalué par Défossez et Richard (2002). Ils observent que les simulations de masse volumique de l'horizon de surface après tassement diffèrent au plus de $0,08 \text{ g cm}^{-3}$ par rapport aux valeurs mesurées. Ce résultat nous permet d'assurer la fiabilité de nos simulations.

II.1.2. Le modèle de culture STICS

II.1.2.a Présentation générale

Le modèle STICS proposé par Brisson *et al.* (1998) est un modèle dynamique, à pas de temps journalier qui simule le comportement d'un système sol-culture au cours d'une ou plusieurs années. STICS est organisé en modules qui simulent des mécanismes différents. Ces modules peuvent être classés en trois groupes :

- un premier groupe de trois modules traite de l'écophysiologie des parties aériennes des plantes : développement, croissance aérienne, élaboration du rendement,
- un second groupe de quatre modules concerne le fonctionnement du sol en interaction avec les parties souterraines des plantes : croissance racinaire, bilan hydrique, bilan azoté, transferts,
- un troisième groupe permet la gestion des interactions entre les techniques culturales et le système sol-culture, qu'il s'agisse des apports d'eau, d'engrais ou du climat.

La croissance des cultures est pilotée par le bilan de carbone : interception du rayonnement solaire par le feuillage puis transformation en biomasse aérienne qui est orientée vers les organes de récolte pendant la phase finale du cycle. Le bilan azoté de la culture est simulé parallèlement au bilan de carbone, dont il dépend en partie. Selon le type de plante, le développement de la culture est piloté soit par un indice thermique (degrés-jours), soit par un indice photothermique ou vernalo-photothermique. Le modèle de développement est utilisé pour : i) faire évoluer l'indice foliaire et ii) définir la phase de remplissage des organes récoltés. L'existence éventuelle de stress (déficits hydrique ou azoté, températures gélives ou échaudantes, excès d'eau) est prise en compte au travers d'indices qui peuvent réduire la croissance végétative et celle des organes de stockage. Ces indices sont calculés dans les bilans hydrique, azoté ou énergétique.

Une attention particulière est portée à l'effet des techniques culturales sur le fonctionnement du système sol-culture-climat, sachant que la spécificité des cultures repose à la fois sur leur fonctionnement écophysiologique mais aussi sur les itinéraires techniques qui leur sont appliqués.

La culture est représentée par sa biomasse aérienne, sa teneur en azote, son indice foliaire ainsi que la biomasse des organes récoltés.

La limite supérieure est caractérisée par les forçages atmosphériques et la limite inférieure correspond à la profondeur du profil de sol.

Le module des techniques culturales est paramétré dans STICS pour différentes cultures et différents itinéraires techniques. Il concerne les informations relatives aux dates de passage d'engins, aux caractéristiques de l'irrigation, de la fertilisation, aux apports de résidus et aux travaux du sol.

STICS est capable de simuler le bilan de carbone, le bilan d'eau et le bilan d'azote du système et permet de calculer à la fois des variables agricoles (rendement, consommation d'intrants) et des variables environnementales (pertes d'eau et de nitrate) au cours d'une année. Dans notre cas, la teneur en eau journalière du sol par horizon de l'ensemble du profil et les flux d'évaporation et de drainage sont les principales sorties qui nous intéressent.

II.1.2.b Le module hydrique de STICS

Le module hydrique de STICS est basé sur un système à réservoirs. Le sol est représenté en une dimension par une succession de réservoirs qui gèrent des réserves en eau du sol (stock d'eau dans la micro- et la macroporosité), des végétaux et de l'atmosphère. La micro- et la macroporosité correspondent à deux classes de porosité se distinguant par le diamètre des pores. Les seuils entre les différentes classes de pores ne sont pas clairement établis et varient suivant les auteurs (Luxmoore, 1981 ; Dexter, 1988 ; Lin *et al.*, 1996 ; Munkholm *et al.*, 2002 ; Lal, 2002). Dans STICS, la macroporosité est défini la différence de teneur en eau entre la saturation totale et la capacité au champ.

La microporosité et la macroporosité constituent deux réservoirs distincts. Chaque réservoir est délimité par un horizon de sol. La microporosité est subdivisée en plusieurs petits réservoirs, appelés "réservoirs élémentaires" de 1 cm d'épaisseur. L'eau qui s'infiltre à la surface du sol va d'abord remplir les réservoirs élémentaires d'un horizon avant d'être dirigée dans le réservoir à macropores. La limite supérieure de chaque réservoir élémentaire correspond à la capacité au champ de l'horizon (paramètres HCCF donnés par horizon). L'eau excédentaire du réservoir de la microporosité est directement transférée vers le réservoir de la macroporosité, et ainsi de suite. Les transferts d'eau dans la macroporosité et les fissures sont discrétisés par horizon (et non par réservoir élémentaire) et le drainage au sein de la macroporosité s'effectue par débordement d'un horizon vers le suivant, comme précédemment, avec le paramètre appelé "infil". Ce paramètre indique la quantité d'eau présente dans la macroporosité qui s'infiltre dans la couche sous-jacente (infil joue le rôle d'une vanne).

De la surface jusqu'à la profondeur maximale d'évaporation (paramètre zesx), l'eau peut s'évacuer par évaporation (via le coefficient de contribution à l'évaporation cfes) jusqu'à la teneur en eau résiduelle (Brisson et Perrier, 1991). Au-delà de cette profondeur, l'eau n'est consommée que par la plante et reste donc toujours supérieure ou égale au point de flétrissement permanent (paramètres HMINF donnés par horizon). La figure 11 illustre le fonctionnement du module hydrique de STICS.

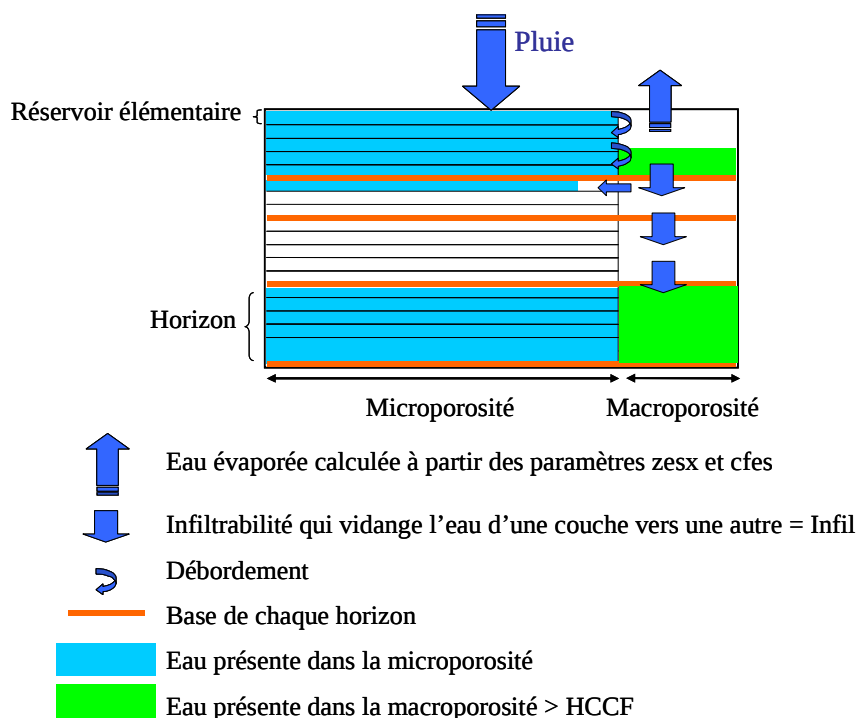


Figure 11 : Le fonctionnement hydrique du modèle de culture STICS.

II.1.2.c Les entrées du modèle STICS qui caractérisent le sol

STICS calcule la teneur en eau du sol à partir des données climatiques journalières : précipitations et EvapoTranspiration Potentielle (ETP). STICS calcule l'ETP journalière à partir du rayonnement solaire incident, des températures minimales et maximales, de la vitesse du vent et de la teneur en eau de l'air, mais il est possible de lui fournir des valeurs d'ETP journalières si on les connaît.

Les paramètres indispensables au fonctionnement de STICS et qui caractérisent le sol, les plantes, les itinéraires techniques et le climat sont présentés dans le tableau 5. Ce tableau précise également (colonne de droite) comment nous renseignons ces paramètres d'entrées. Il y a trois modalités : soit nous estimons le paramètre, le mode d'estimation étant variable selon le paramètre, soit nous activons ou pas le paramètre lorsque celui-ci correspond à un calcul particulier, soit nous fixons la valeur à 0 les paramètres qui dépendent d'un calcul non activé.

Données d'entrée Sol		
Informations nécessaires pour le profil		
Norg	Teneur en azote organique du premier horizon (% pondéral)	Estimé
calc	Teneur en CaCO ₃ du premier horizon (%)	Estimé
albedo	Albédo du sol nu à l'état sec (-)	Estimé
z0solnu	Rugosité du sol nu (m)	Estimé
q0	Limite d'évaporation de la phase potentielle d'évaporation du sol (mm)	Estimé
zesx	Profondeur maximale du sol affectée par l'évaporation (cm)	Estimé
cfes	Paramètre de décroissance de l'évaporation en fonction de la profondeur (-)	Estimé
profhum	Profondeur d'humification (cm)	Estimé
concseuil	Concentration minimale du sol en NH ₄ (kg N ha ⁻¹ mm ⁻¹)	0
pH	pH (-)	Estimé
ruisolnu	Fraction de la pluie ruisselée en conditions de sol nu (par rapport à la pluie totale)	0
obstarac	Profondeur d'un obstacle à l'enracinement (cm)	Estimé
codermontca	Activation des remontées capillaires	Pas activé
capiljour	Remontées capillaires (mm j ⁻¹)	0
humcapil	Teneur en eau minimale pour l'activation des remontées capillaires (g eau g sol ⁻¹)	0
codedrainage	Activation des calculs de drainage	Pas activé
Ecartdrain	Ecartement entre drains (cm)	0
Ksol	Conductivité hydraulique à saturation (cm j ⁻¹)	0
Profdrain	Profondeur des drains (cm)	0
profimper	Profondeur de l'horizon imperméable (cm)	0
codecailloux	Prise en compte des cailloux dans le bilan hydrique	Pas activé
codemacropore	Création d'un compartiment dans le bilan hydrique pour la macroporosité	Activé
codefente	Création d'un compartiment supplémentaire dans le bilan hydrique	Pas activé
codenitrif	Activation du calcul de la nitrification	Pas activé
vpotdenit	Vitesse potentielle de dénitrification (kg NO ₃ ha j ⁻¹ cm ⁻¹)	Estimé
Informations nécessaires pour chaque horizon		
epc	Epaisseur des horizons	Estimé
HCCF	Teneur en eau à la capacité au champ (g g ⁻¹)	Estimé
HMINF	Teneur en eau minimale exploitable par la plante (g g ⁻¹)	Estimé
DAF	Masse volumique (g cm ⁻³)	Estimé
infil	Infiltrabilité à la base de chaque horizon (mm j ⁻¹)	Estimé
epd	Epaisseur de mélange de l'azote (cm)	Estimé
cailloux	Teneur volumique en cailloux (%)	0
typecailloux	Type de cailloux : calcaires, graviers, silex, granits, autre	0
Données d'entrée Itinéraire Technique		
gpreco	Numéro du groupe variétal à choisir dans le fichier Plante	Estimé
iplt	Jour julien de la date de semis	Estimé
irecbutoir	Jour julien de récolte	Estimé
Jul, qté	Jours et quantités d'eau apportées (mm)	Estimé
Données Climat		
Latitude	Latitude de la station (degré)	Estimé
Tmin	Température minimale journalière (°C)	Estimé
Tmax	Température maximale journalière (°C)	Estimé
Pluviométrie	Pluviométrie journalière (mm)	Estimé
Rg	Rayonnement global journalier (MJ m ⁻² j ⁻¹)	Estimé
Humair	Humidité de l'air (de 0 à 1)	Estimé
Vent	Vitesse du vent (m s ⁻¹)	Estimé
Paramètres d'initialisation		
Hinitf	Teneur en eau de chaque horizon au début de la simulation (% pondéral)	Estimé
NO3initf	Quantité d'azote nitrique de chaque horizon au début de la simulation (kg N ha ⁻¹)	0
densinitial	Densité racinaire de chaque horizon (cm cm ⁻³)	0
NH4initf	Quantité d'azote minéral de chaque horizon au début de la simulation (kg ha ⁻¹)	0

Tableau 5 : Informations nécessaires pour réaliser des simulations sur sol nu avec STICS.

Nous détaillons ci-après, les paramètres du module hydrique de STICS qui sont à estimer pour les sols français :

- l'albédo correspond, dans STICS, à l'albédo d'un sol nu à l'état sec
- le paramètre $z0_{solnu}$ correspond à la rugosité du sol nu
- la teneur en eau massique à la capacité au champ HCCF correspond à la teneur en eau maximale que la microporosité peut contenir. Dès que la valeur de HCCF est atteinte dans un horizon de sol, le réservoir de la macroporosité est sollicité.
- le paramètre HMINF correspond à la teneur en eau massique au point de flétrissement permanent ($h = -15\ 800$ hPa). Lorsque la teneur en eau de l'horizon considéré est inférieure à HMINF, les racines des plantes ne peuvent plus prélever d'eau et leur croissance est ralentie.
- la teneur en eau résiduelle de la couche de surface intervient dans le calcul du paramètre A (Eq. [8]) qui, lui-même, intervient dans le calcul de l'évaporation réelle. Elle est calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$\theta_r = \frac{argi}{1500} \times \rho \quad [6]$$

Où $argi$ correspond à la teneur en argile de l'horizon de surface en % et ρ la masse volumique de l'horizon en $g\ cm^{-3}$.

- le paramètre infil intervient dans le calcul de l'infiltration de l'eau d'un horizon à un autre. Il indique le volume d'eau contenu dans la macroporosité qui s'infiltre à la base de chaque couche de sol.
- le paramètre $q0$ représente le cumul d'eau évaporée avec un flux journalier égal à l'ETP (phase 1). Au-delà du cumul d'eau évaporée de $q0$ (phase 2), l'évaporation réelle ER s'écrit sous la forme suivante :

$$\sum_{début\ 2^{e}\ phase} ER = \sqrt{2 A \times \sum_{début\ 2^{ème}\ phase} (ETP + A^2)} - A \quad [7]$$

$$\text{Où } A = \frac{1}{2} A_{clim} \times (0,63 - \theta_r)^{\frac{5}{3}} (\theta_{cc} - \theta_r) \quad [8]$$

où A_{clim} est un paramètre d'ajustement du calcul de A qui varie de manière significative avec la vitesse du vent et beaucoup moins avec le rayonnement solaire, comme le montre la figure 12. Les lignes en pointillés et continue correspondent respectivement à un rayonnement solaire de 4 et 6 $mm\ j^{-1}$.

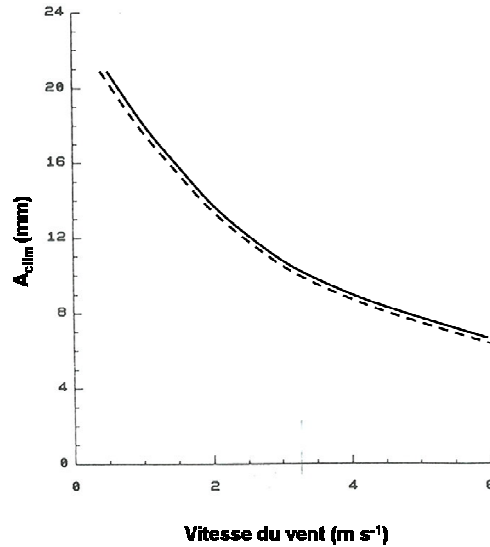


Figure 12 : Variation d' A_{clim} en fonction de la vitesse du vent et du rayonnement solaire dans le modèle STICS (Brisson et Perrier, 1991).

Le paramètre q_0 correspond à la valeur de l'évaporation au moment où le sol ne fournit plus assez d'eau pour satisfaire l'ETP. La figure 13 présente le rôle de q_0 pour amorcer la deuxième phase du calcul de l'évaporation réelle dans STICS. Cette simulation provient d'un autre modèle hydrique, HYDRUS-1D, réalisée sur un sol limoneux pour une pluie nulle et une ETP de 4 mm j^{-1}

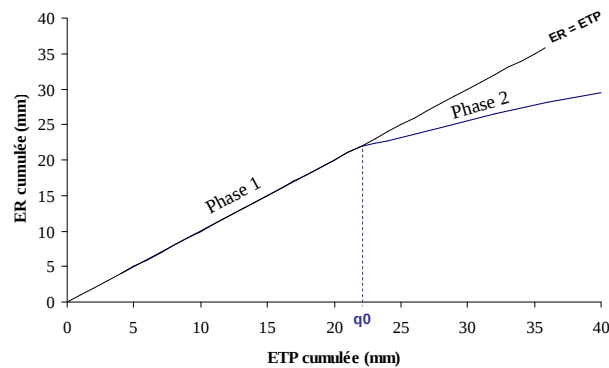


Figure 13 : Simulation d'HYDRUS-1D montrant le rôle de q_0 dans le calcul de l'évaporation utilisé dans le modèle STICS. Phase 1 ($< q_0$) : l'évaporation est potentielle. Phase 2 ($> q_0$) : l'évaporation est réduite et dépend du climat et du type de sol au travers de l'équation 8.

- le paramètre z_{esx} correspond à la profondeur maximale du sol qui contribue à l'évaporation.
- le paramètre c_{fes} intervient dans le calcul de la contribution de chaque horizon du sol à l'évaporation selon la formule suivante :

$$\frac{\theta_{i,j-1} - \theta_{i,j}}{ER_j} = \frac{\sum_{i=1}^{zesx} \left(\frac{\theta_{i,j-1} - \theta_{i,j}}{ER_j} \right)}{\sum_{i=1}^{zesx} \left(\left(1 - \frac{z_i}{zesx} \right)^{cfes} \times \left(\frac{\theta_{i,j} - \theta_r}{\theta_{cc} - \theta_r} \right) \right)} \times \left(1 - \frac{z_i}{zesx} \right)^{cfes} \times \left(\frac{\theta_{i,j} - \theta_r}{\theta_{cc} - \theta_r} \right) \quad [9]$$

Où θ_{ij} est la teneur en eau volumique du réservoir élémentaire i au jour j , $zesx$ est la profondeur maximale du sol affectée par l'évaporation, $cfes$ est le paramètre de décroissance de l'évaporation en fonction de la profondeur, θ_{cc} est la teneur en eau volumique à la capacité au champ, θ_r est la teneur en eau volumique résiduelle, ER_j est l'évaporation réelle journalière du jour j , z_i est la profondeur du réservoir élémentaire i , soit 1 cm. θ_{cc} est égale à HCCF multiplié par la masse volumique de l'horizon (on ne tient pas compte des variations de la masse volumique avec la teneur en eau).

La figure 14 montre l'effet des paramètres $cfes$ et $zesx$ sur le calcul de la contribution du sol à l'évaporation. Les simulations sont réalisées sur un sol limoneux sous un climat sans précipitations et une ETP de 1 mm j⁻¹. L'évaporation a principalement lieu en surface lorsque $cfes$ augmente.

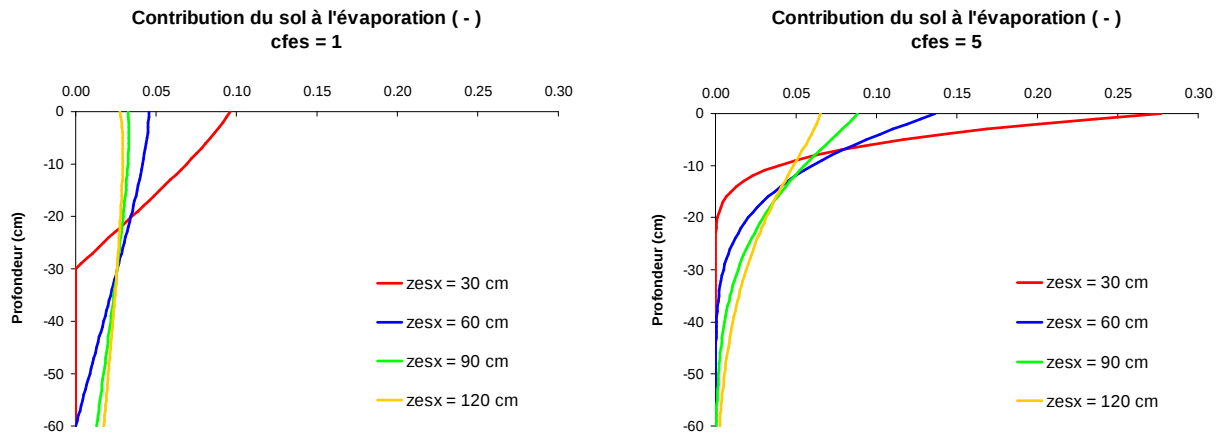


Figure 14 : Effets de la variation de $zesx$ sur la contribution du sol à l'évaporation $cfes$ en fonction de la profondeur du sol.

II.1.3. Le modèle HYDRUS-1D

Le modèle HYDRUS-1D (version 4.09) a été développé par le "Department of Environmental Sciences University" de Riverside en Californie (Etats-Unis) (Šimůnek *et al.*, 2005). Il simule les écoulements monodimensionnels de l'eau et le transport de solutés en milieu poreux variablement saturé. Il résout l'équation de transfert de Richards (Eq. [10]) avec la méthode des éléments finis.

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad [10]$$

Où $C(h)$ est la capacité hydrique du sol $= -d\theta/dh$, z est la profondeur (cm), $K(h)$ est la conductivité hydraulique (cm j^{-1}) au potentiel h (cm) et S est un terme puits/source (j^{-1}).

Il faut fournir au modèle les unités de temps et de longueur dans lesquelles nous souhaitons travailler. La profondeur du profil ainsi que le nombre de matériaux doivent être renseignés. Il est possible de modifier le maillage vertical afin d'affiner ou de globaliser les résultats à une profondeur donnée. Les conditions initiales doivent être précisées pour l'ensemble du profil en termes de potentiel matriciel ou de teneur en eau volumique.

Concernant les écoulements hydriques, les conditions aux limites sont multiples. Les conditions de Dirichlet (le potentiel matriciel est connu) et de Neumann (les conditions de flux sont connues) peuvent être imposées afin de tenir compte des différentes études de cas via les forçages atmosphériques (en surface), un état hydrique connu, un flux constant ou variable, un drainage libre, une surface de suintement (intersection entre le niveau de la nappe et la topographie)...

Pour notre travail, les conditions aux limites supérieures sont le forçage climatique (pluie et évapotranspiration potentielle) et les conditions aux limites inférieures sont caractérisées par un drainage libre.

Nom	Description
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 de calage de la courbe (cm^{-1})
n	Paramètre de calage de la courbe (sans dimension)
l	Paramètre de description de la tortuosité du sol (sans dimension), la valeur par défaut est $l = 0,5$
K_s	Conductivité hydraulique à saturation (cm j^{-1})

Tableau 6 : Paramètres d'entrées du modèle HYDRUS-1D permettant de résoudre les équations 11 et 12.

La courbe de rétention en eau $\theta(h)$ que nous utilisons est décrite par le modèle de van Genuchten (1980) :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^{-(1-1/n)}} & \text{si } h < 0 \\ \theta_s & \text{si } h = 0 \end{cases} \quad [11]$$

où θ_r , θ_s , α , n , l et K_s sont décrits dans le tableau 6. h est le potentiel matriciel de l'eau du sol.

La courbe de conductivité hydraulique $K(h)$ que nous utilisons est décrite par le modèle de Mualem-van Genuchten (1980) :

$$K(h) = \begin{cases} K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/(1-1/n)})^{1-1/n}]^2 \\ S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \end{cases} \quad [12]$$

où θ_r , θ_s , α , n , l et K_s sont décrits dans le tableau 6. h est le potentiel matriciel de l'eau du sol.

Les paramètres nécessaires au fonctionnement d'HYDRUS-1D sont les paramètres qui décrivent les courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique intervenant dans les équations [11] et [12]. Ils sont estimables à partir de mesures de laboratoire (presse de Richards et méthode de Wind, 1968), de terrain (infiltrométrie, suivi hydrique) ou à partir de fonctions de pédotransfert.

Les variables de sortie que nous étudions sont la teneur en eau journalière moyenne de chaque horizon, l'évaporation journalière à la surface du profil et le volume d'eau drainé par jour à la base du profil.

II.1.4. Le modèle de tassement COMPSOIL

II.1.4.a Présentation générale

Le modèle COMPSOIL proposé par O' Sullivan *et al.* (1999) est un modèle pseudo-analytique qui calcule la propagation des contraintes dans le sol et les déformations induites au niveau de l'axe centrale du passage des roues d'un engin agricole. COMPSOIL calcule le profil de masse volumique et la profondeur de l'ornièrre engendrée après le passage d'un engin au centre de chaque roue. Il calcule les déformations que le sol subit après le passage d'un engin en exécutant trois étapes :

- Le calcul de l'aire de contact entre le pneumatique et le sol. Pour ce faire, COMPSOIL utilise une fonction empirique (Eq. [13] et [14]) qui relie le dimensionnement du pneu à la charge s'exerçant sur le pneumatique.

$$A_c = s_1 b d + s_2 L + s_3 \frac{L}{p_i} \quad \text{quand } A_c \leq D \quad [13]$$

$$A_c = \frac{b d}{\chi} \quad \text{quand } A_c > D \quad [14]$$

où A_c est l'aire de contact en m^2 , $D = f.b.d$, L est la charge verticale s'exerçant sur le pneu (kN). On obtient L en multipliant la masse de l'engin sur un pneu par l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m s}^{-2}$). b est la largeur du pneu (m), d est le diamètre du pneu (m), p_i est la pression de gonflage du pneu (kPa), s_1 , s_2 , s_3 , f et χ sont des paramètres empiriques qui varient en fonction de la structure du sol.

L'aire de contact pneumatique/sol est majorée de 20 % si la structure du pneumatique est de type radial (opposé au type diagonal). COMPSOIL détermine la contrainte moyenne appliquée sur l'aire de contact σ . Elle correspond à une force par unité de surface :

$$\sigma = \frac{L}{A_c} \quad [15]$$

où σ est la contrainte moyenne (kN m^{-2}), L est la charge verticale (kN) et A_c est l'aire de contact pneu/sol (m^2).

- Le calcul de la propagation de la contrainte σ en profondeur. On distingue la contrainte appliquée à l'aire de contact σ de la contrainte appliquée dans le sol σ_z selon l'axe z (compression monodimensionnelle). La contrainte σ_z correspond à la contrainte de compression (dans le plan de l'axe z) décrite par l'équation de Boussinesq (Eq. [3]).

- Le calcul de la déformation du sol en fonction du logarithme de la contrainte et des propriétés mécaniques du sol N et λ (expliqué dans le chapitre I.2.1). COMPSOIL prend en compte la variation de la teneur en eau du sol en adaptant les propriétés mécaniques N et λ en fonction de la variation de la masse volumique et de la teneur en eau initiale.

II.1.4.b Les entrées du modèle COMPSOIL

Les paramètres qui caractérisent les entrées indispensables pour faire fonctionner COMPSOIL sont présentés dans le tableau 7. La colonne de droite décrit comment nous renseignons le modèle.

Données d'entrée Engin		
P	Poids de l'engin (t)	Estimé
b	Largeur du pneu monté sur une jante et gonflé à sa pression d'utilisation (m)	Estimé
d	Diamètre total du pneu gonflé sans charge (m)	Estimé
P_i	Pression de gonflage du pneu (kPa)	Estimé
x ou r	Carcasse du pneu diagonal (x) ou radial (r)	r
Données d'entrée Sol		
$\rho(z)$	Masse volumique initiale du profil de sol (kg m^{-3})	Estimé
$w(z)$	Teneur en eau massique initiale du profil de sol (%)	Estimé
N	Volume spécifique pour une contrainte verticale de 1 kPa	Estimé
λ	Compressibilité du sol	Estimé

Tableau 7 : Informations nécessaires pour réaliser des simulations avec le modèle COMPSOIL.

II.2. Les bases de données

II.2.1. Les bases de données météorologiques

II.2.1.a La base de données spatialisée

Nous choisissons la base de données en fonction des critères suivants :

- elle doit être spatialisée sur l'ensemble du territoire français,
- les données qu'elle contient sont journalières et correspondent à celles nécessaires au fonctionnement du modèle STICS (précipitation, température minimale et maximale, rayonnement solaire, vitesse du vent),
- elle contient de longues séries de climat actuel et de climat futur.

Ainsi, nous choisissons d'utiliser la base de données météorologique simulée avec le modèle ARPEGE de Météo-France (Déqué *et al.*, 1998 ; Gibelin et Déqué, 2003).

Le modèle ARPEGE développé par Météo-France et le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) est un modèle global de prévisions météorologiques, c'est-à-dire qu'il prédit les données météorologiques sur l'ensemble de la planète. La principale caractéristique du modèle ARPEGE est sa résolution spatiale variable (modèle étiré) : l'atmosphère est divisée en compartiments dont la surface basale est minimale sur la France (50×50 km) pour croître progressivement jusqu'aux antipodes où elle est maximale (500×500 km). De cette façon, le modèle peut réaliser des prévisions à échelle fine sur la France tout en décrivant avec une précision suffisante les grands phénomènes planétaires. La résolution verticale d'ARPEGE s'organisait, avant 2007, en 46 couches (60 couches depuis). Plusieurs travaux ont montré la capacité du modèle ARPEGE à reproduire les principales caractéristiques du climat européen actuel (Gibelin et Déqué, 2001 a et b). En France, on compte 263 stations. La spatialisation des 263 stations a été réalisée à l'aide des

polygones de Thiessen (figure 15). Ces polygones sont formés autour de chaque station par les bissectrices perpendiculaires aux lignes reliant deux stations.

Les simulations d'ARPEGE sont régionalisées et corrigées par des mesures de stations météorologiques représentatives de la diversité climatique du territoire. Ces données sont corrigées pour deux raisons : 1) à 50 x 50 km² la résolution du modèle est encore trop grossière pour capturer les spécificités climatiques locales et 2) comme tout modèle, ARPEGE possède un biais qui peut être lié à la fois à ses conditions d'initialisation ou à la simplification de la représentation du fonctionnement de l'atmosphère. L'INRA d'Avignon (Unité Agroclim) a donc effectué un traitement de correction des données d'ARPEGE à partir de 10 stations du réseau INRA qui disposent de longues séries de mesures (Versailles, Dijon, Colmar, Clermont-Ferrand, Mons, Toulouse, Lusignan, Avignon, Mirecourt et Rennes). Ainsi des facteurs de corrections régionaux ont été calculés par comparaison des séries mesurées avec les valeurs sur les stations équivalentes d'ARPEGE. Ces facteurs de correction sont ensuite redistribués sur l'ensemble des pixels environnants à l'aide de la méthode des polygones de Thiessen. Cette fois-ci, les polygones sont formés autour des 10 stations. Les simulations d'ARPEGE entre 1970 et 1999 sont utilisées pour caractériser le scénario climatique actuel. Nous l'appelons "*scénario contrôle*".

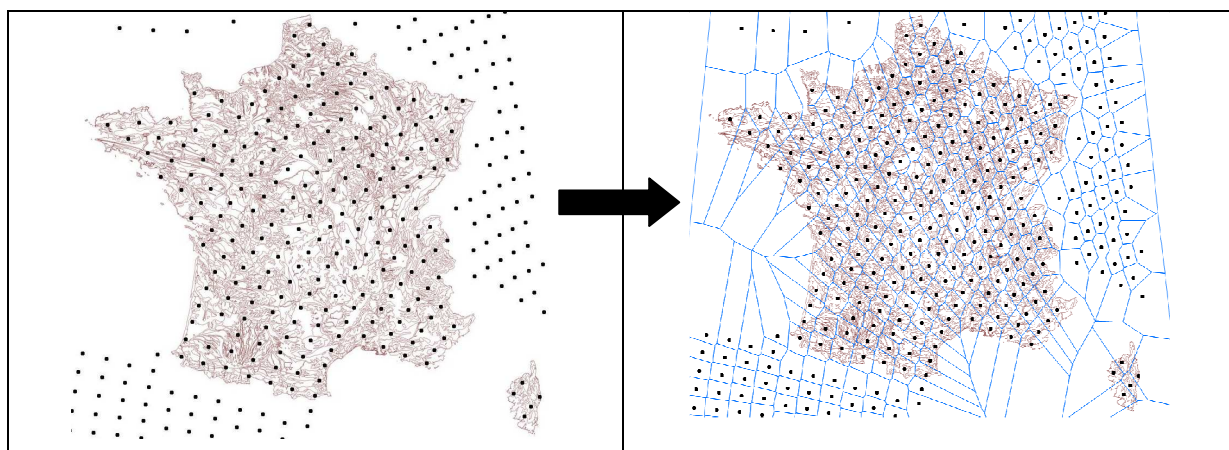


Figure 15 : Passage d'une résolution ponctuelle à une résolution spatiale des simulations du modèle ARPEGE avec les polygones de Thiessen. ARPEGE simule les données météorologiques de 263 polygones en France.

Le changement climatique étant un problème environnemental majeur du 21^{ème} siècle, nous souhaitons également évaluer les risques de tassement des sols dans des conditions climatiques futures plus ou moins "alarmantes". Il est probable que les gaz à effet de serre émis par l'homme soient en grande partie responsables du changement climatique des cinquante dernières années. Les experts du GIEC ont élaboré plusieurs scénarios d'émissions de gaz à effet de serre reposant sur diverses hypothèses d'évolution des sociétés humaines : démographie mondiale, choix énergétiques futurs, développement économique, politiques environnementales, etc. L'évolution de la concentration en gaz à effet de serre aboutit à des scénarios introduits comme forçage dans les modèles climatiques globaux en général, et

ARPEGE en particulier, pour simuler les modifications du climat futur. On travaille avec deux types de scénarios climatiques futurs issus du rapport 2002 du GIEC qui a servi de base au projet ANR-ADD-DST (Richard *et al.*, 2008) :

- le **scénario A2** prévoit un accroissement continu de la population atteignant 15 milliards en 2100 et un développement économique à orientation régionale.
- le **scénario B2** est caractérisé par un accroissement de la population mondiale à un rythme plus faible (environ 10 milliards) avec un développement économique orienté vers la protection de l'environnement (IPCC, 2001).

La concentration en CO₂ dans l'atmosphère correspond à 850 ppm pour le **scénario A2**, 660 ppm pour le **scénario B2**, alors que le **scénario contrôle** correspond à 360 ppm.

La modification de la concentration du CO₂ atmosphérique sur le **scénario contrôle** engendre des anomalies pluviométriques. Deux scénarios futurs ont ainsi pu être construits. Le tableau 8 présente un exemple d'anomalies calculées à partir du **scénario contrôle** et des mesures de la station de Mons entre 1970 et 1999.

Scénario	Concentration en CO ₂ (ppm)	Anomalie pluviométrique (%)			
		Printemps	Ete	Automne	Hiver
Contrôle	360	Valeurs de référence			
A2	850	+3	-23	+7	+17
B2	660	-3	-7	+3	0

Tableau 8 : Anomalies pluviométriques saisonnières établies par rapport au scénario contrôle de la station de Mons.

II.2.1.b La base de données de la station de Versailles

Afin d'estimer les paramètres d'entrée Sol de STICS, nous devons choisir un scénario climatique qui fasse intervenir les variations saisonnières au cours d'une année. Nous souhaitons estimer un paramétrage de STICS qui soit applicable n'importe où en France, Nous choisissons donc d'utiliser un scénario qui propose des contrastes météorologiques importants. Parmi les dix stations du réseau INRA, nous choisissons d'utiliser les données météorologiques de la station climatique de Versailles pour l'année 2002 (figure 16) car c'est la station la plus éloignée des chaînes de montagne et du littoral et parce qu'elle présente quatre saisons bien distinctes et typiques du climat en France.

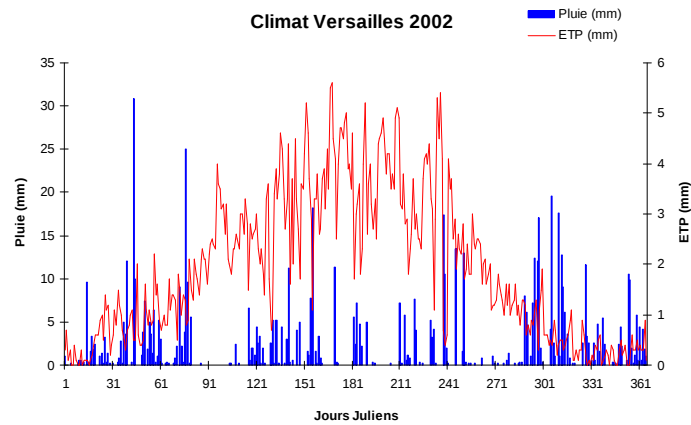


Figure 16 : Climat de la station de Versailles mesuré en 2002.

II.2.2. La base de données agronomique

Les systèmes de culture correspondent à l'ensemble des modalités techniques appliquées sur des parcelles traitées de manière identique, à savoir la nature des cultures, leur ordre de succession et les itinéraires techniques associés. Nous utilisons la base de données des systèmes de culture issue des travaux de Godin (2000). Cette base de données recense les contraintes moyennes engendrées par les passages d'engins en fonction des grands types de production : systèmes de grande culture, systèmes viticole et forestiers. Pour les grandes cultures, cette base de données repose sur un découpage de la France en 14 zones géographiques présentant des modes d'interventions d'engin similaires (figure 17).

Projet DST Zonage Grandes cultures

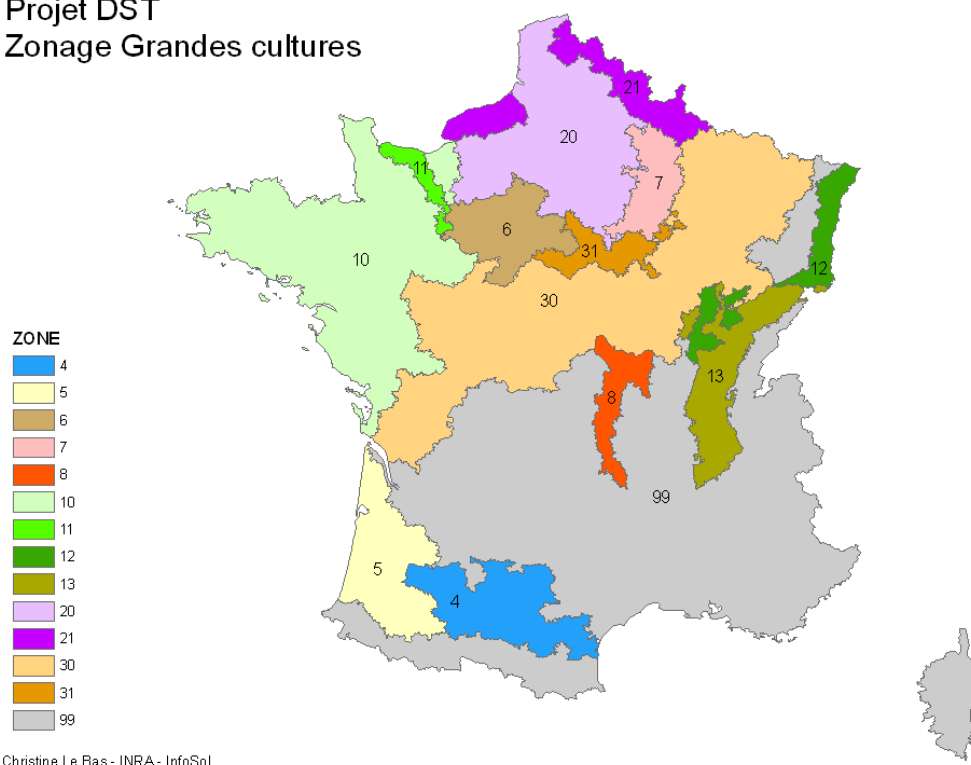


Figure 17 : Carte des zones agricoles de grande culture caractérisées par un équipement homogène en France (Godin, 2000).

Godin (2000) a recensé auprès des instituts techniques (Arvalis⁵, ITB⁶, CIVC⁷, ONF⁸) les caractéristiques des engins pour les systèmes de grandes cultures, les vignes et les forêts. Il a ensuite calculé avec le modèle d'O' Sullivan *et al.* (1999) les contraintes moyennes exercées par ces engins selon les grands types de production (figure 18). Il a ainsi montré qu'en grandes cultures, viticulture et forêt, les contraintes les plus élevées sont supérieures à 150 kPa et se situent au moment de la récolte et du transport.

En grandes cultures, les contraintes les plus importantes, en termes de pression et de surfaces affectées, sont engendrées lors des récoltes réalisées avec des chantiers lourds (moissonneuse batteuse, remorques pour le transport, arracheuse à betteraves...). A l'opposé, les contraintes engendrées lors des opérations de semis peuvent être beaucoup plus faibles, grâce à du matériel plus léger et des équipements pneumatiques performants.

⁵ Arvalis-Institut du végétal

⁶ ITB : Institut Technique de la Betterave

⁷ CIVC : Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne

⁸ ONF : Office National des Forêts

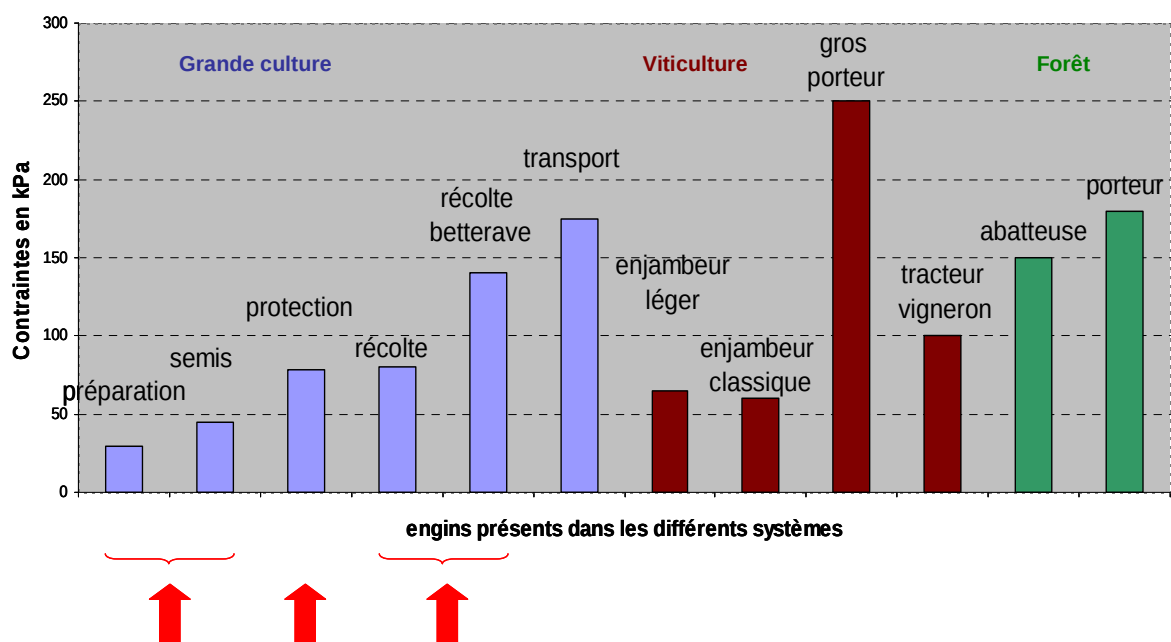


Figure 18 : Contraintes moyennes engendrées par les engins à la surface du sol (Richard *et al.*, 2008).

Nous choisissons de calculer l'intensité du tassement lors de trois interventions culturales qui couvrent la plupart de la gamme des contraintes appliquées au sol (flèches rouges sur la figure 18) : préparation du sol / semis, apports d'engrais azotés⁹ et récolte.

Afin d'évaluer les risques de tassement sous différents couverts végétaux tout en limitant le nombre de simulations, nous avons sélectionné deux cultures : le blé d'hiver et le maïs. Le tableau 9 présente les dates d'intervention sous culture de maïs et de blé tendre d'hiver retenues. Les périodes (tableau 10) durant lesquelles nous calculerons les fréquences d'occurrence des teneurs en eau critiques s'étendent de dix jours avant et dix jours après les dates de préparation/semis et apport azoté, et de 20 jours avant la date de récolte. Il n'y a qu'une seule période de protection pour le maïs.

⁹ Le mot "protection" est également utilisé pour désigner la période d'apport d'engrais azoté dans ce mémoire.

	Régions agronomiques	Préparation / Semis $\sigma = 40$ kPa	Protection n°1 $\sigma = 100$ kPa	Protection n°2 $\sigma = 100$ kPa	Récolte $\sigma = 140$ kPa
Maïs	4	10-avr.	1-juin	-	30-oct.
	5	10-avr.	1-juin	-	30-oct.
	6	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	7	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	8	10-avr.	1-juin	-	30-oct.
	10	15-avr.	5-juin	-	30-oct.
	11	15-avr.	5-juin	-	30-oct.
	12	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	13	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	20	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	21	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	30	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	31	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
Blé d'hiver	99	20-avr.	10-juin	-	30-oct.
	4	15-oct.	20-févr.	20-mars	1-août
	5	15-oct.	20-févr.	20-mars	1-août
	6	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	7	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	8	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	10	15-oct.	20-févr.	20-mars	7-août
	11	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	12	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	13	15-oct.	20-févr.	20-mars	7-août
	20	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	21	15-oct.	20-févr.	20-mars	15-août
	30	15-oct.	20-févr.	20-mars	1-août
	31	15-oct.	20-févr.	20-mars	1-août
	99	15-oct.	20-févr.	20-mars	7-août

Tableau 9 : Dates de passages d'engins retenues pour simuler les risques de tassement des sols français sous culture de maïs et de blé d'hiver.

	Régions agronomiques	Préparation / Semis $\sigma = 40$ kPa	Protection n° 1 $\sigma = 100$ kPa	Protection n° 2 $\sigma = 100$ kPa	Récolte $\sigma = 140$ kPa
Maïs	4	31 mars au 20 avril	22 mai au 11 juin	/	10 au 30 octobre
	5	31 mars au 20 avril	22 mai au 11 juin	/	10 au 30 octobre
	6	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	7	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	8	31 mars au 20 avril	22 mai au 11 juin	/	10 au 30 octobre
	10	5 au 25 avril	26 mai au 15 juin	/	10 au 30 octobre
	11	5 au 25 avril	26 mai au 15 juin	/	10 au 30 octobre
	12	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	13	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	20	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	21	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	30	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	31	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
Blé d'hiver	99	10 au 30 avril	31 mai au 20 juin	/	10 au 30 octobre
	4	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	12 juillet au 1er août
	5	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	12 juillet au 1er août
	6	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	7	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	8	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	10	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	18 juillet au 7 août
	11	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	12	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	13	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	18 juillet au 7 août
	20	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	21	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	26 juillet au 15 août
	30	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	12 juillet au 1er août
	31	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	12 juillet au 1er août
	99	5 au 25 octobre	10 au 28 février	10 au 30 mars	18 juillet au 7 août

Tableau 10 : Périodes de passages d'engins retenues pour calculer les risques de tassement des sols français sous culture de maïs et de blé d'hiver.

Ces données représentent une information moyenne par zone. Elles ne représentent pas toutes les situations possibles mais seulement les plus couramment rencontrées. Il faut donc être vigilant concernant l'analyse des cartes des risques de tassement que nous présentons par la suite.

II.2.3. Les bases de données pédologiques

II.2.3.a La Base de Données Géographique des Sols de France

La Base de Données Géographique des Sols de France (BDGSF) (Jamagne *et al.*, 1995) correspond à une synthèse cartographique des sols français réalisée au 1/1 000 000^{ème}. Il s'agit donc d'une représentation simplifiée de la diversité spatiale des sols français. Elle contient d'une part, des informations géographiques : les limites des polygones matérialisant les Unités Cartographiques de Sols (UCS) et d'autre part, des informations sémantiques qui décrivent les UCS.

La base de données décrit la couverture pédologique par les Unités Typologiques de Sol (UTS) qui représentent une portion de la couverture pédologique considérée comme homogène en termes de pédogenèse et de succession d'horizons. Cependant, à l'échelle du 1/1 000 000^{ème}, les UTS ne sont délimitables qu'au travers de pédopaysages ou d'association de sols appelées UCS. Au sein d'une UCS, on connaît le pourcentage de surface qu'occupe chaque UTS mais pas leur localisation géographique (figure 19).

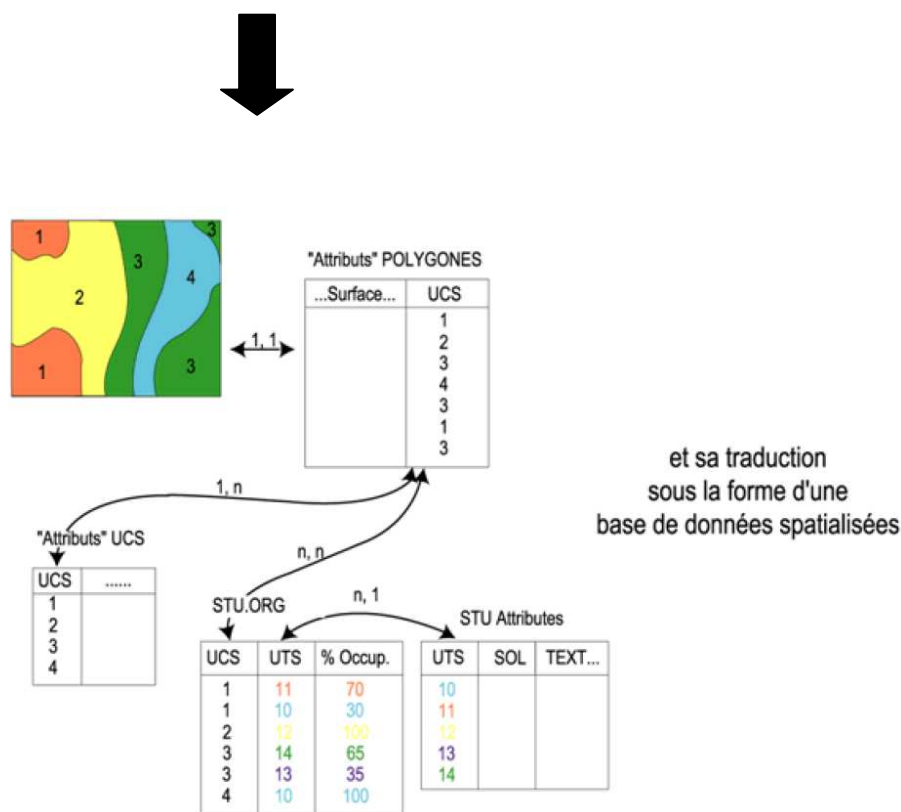
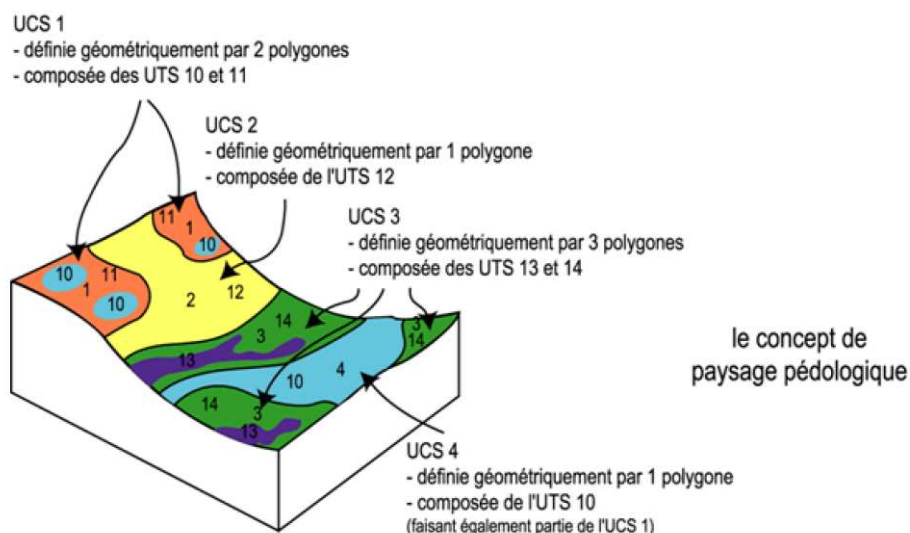


Figure 19 : Descriptif du contenu de la BDGSF (Morvan et Le Bas, 2006)

Les UTS sont décrites par une série de variables quantitatives et qualitatives caractérisant les propriétés des sols, en surface comme en profondeur (tableau 11). La texture des UTS est décrite en cinq classes selon le triangle de texture de la carte des sols des Communautés Européennes (CEC, 1985). Les limites des cinq classes de texture sont décrites dans le tableau 12.

Variable	Signification	Type
SOIL	Nom du sol selon la légende de la carte des sols du Monde FAO-Unesco de 1974 modifiée	qualitatif
TEXT1	Classe de texture de surface dominante	qualitatif
TEXT2	Classe de texture de surface secondaire	qualitatif
SLOPE1	Classe de pente dominante	qualitatif
SLOPE2	Classe de pente secondaire	qualitatif
AGLIM1	Contrainte agronomique majeure dominante	qualitatif
AGLIM2	Contrainte agronomique majeure secondaire	qualitatif
MAT1	Matériau parental dominant	qualitatif
MAT2	Matériau parental secondaire	qualitatif
ZMIN	Altitude minimale	quantitatif
ZMAX	Altitude maximale	quantitatif
USE1	Occupation du sol dominante	qualitatif
USE2	Occupation du sol secondaire	qualitatif
DT	Classe de profondeur d'apparition d'un changement textural	qualitatif
TD1	Classe de texture de profondeur dominante	qualitatif
TD2	Classe de texture de profondeur secondaire	qualitatif
ROO	Classe de profondeur d'apparition d'un obstacle aux racines	qualitatif
IL	Classe de profondeur d'apparition d'une couche imperméable	qualitatif
WR	Classe de régime hydrique	qualitatif
WM1	Présence majoritaire d'aménagements hydrauliques sur les terres agricoles	qualitatif
WM2	Objectif des aménagements hydrauliques	qualitatif
WM3	Type d'aménagements hydrauliques	qualitatif
CFL	Niveau de confiance global sur la description de l'UTS	qualitatif

Tableau 11 : Liste des variables caractérisant les propriétés des UTS et leur type (qualitatif ou quantitatif).

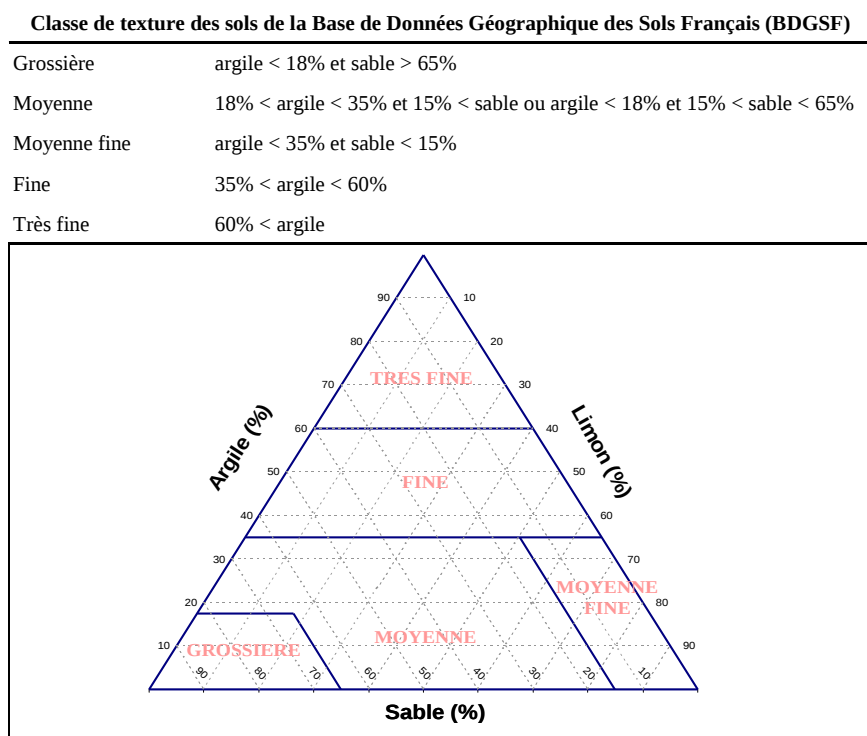


Tableau 12 : Limites des classes de texture utilisées dans la BDGSF au 1/1 000 000^{ème} et le triangle des textures associé (CEC, 1985).

La figure 20 présente la carte de la texture de surface dominante par UCS. La carte de pureté en bas à gauche présente la part relative qu'occupe chaque texture dans l'UCS.

La texture de surface occupant la plus grande surface en France est la texture moyenne (limono-sableuse). Elle couvre 264 399 km². On la rencontre surtout dans la majeure partie de la moitié Sud de la France et en Champagne. Elle apparaît de manière plus modérée en Bretagne et dans le Maine.

La texture moyenne fine (limoneuse) couvre 129 863 km². Elle est essentiellement localisée dans la moitié Nord du territoire avec quelques zones en Provence, dans les Pyrénées et en Franche-Comté.

La texture grossière (sableuse) apparaît principalement en surface dans les Vosges, en Sologne, à l'Est de la Limagne, dans les Landes, plus occasionnellement dans le Languedoc-Roussillon et sur les massifs des Maures et de l'Estérel. Au total, elle couvre 80 404 km².

La texture fine (argileuse) apparaît majoritaire en Alsace-Lorraine, dans le bassin Aquitain et dans les marais du Poitou-Charentes. Au total, elle couvre 65 841 km².

La texture très fine (argileuse lourde) est beaucoup plus rare en surface et ne couvre que 113 km² au Nord de St Nazaire dans les marais de Brière.

Enfin, il existe également des sols organiques (tourbes) qui représentent peu de surface et ne sont généralement pas cultivés ou en prairie. Nous décidons donc de ne pas les considérer dans l'estimation des risques de tassement.

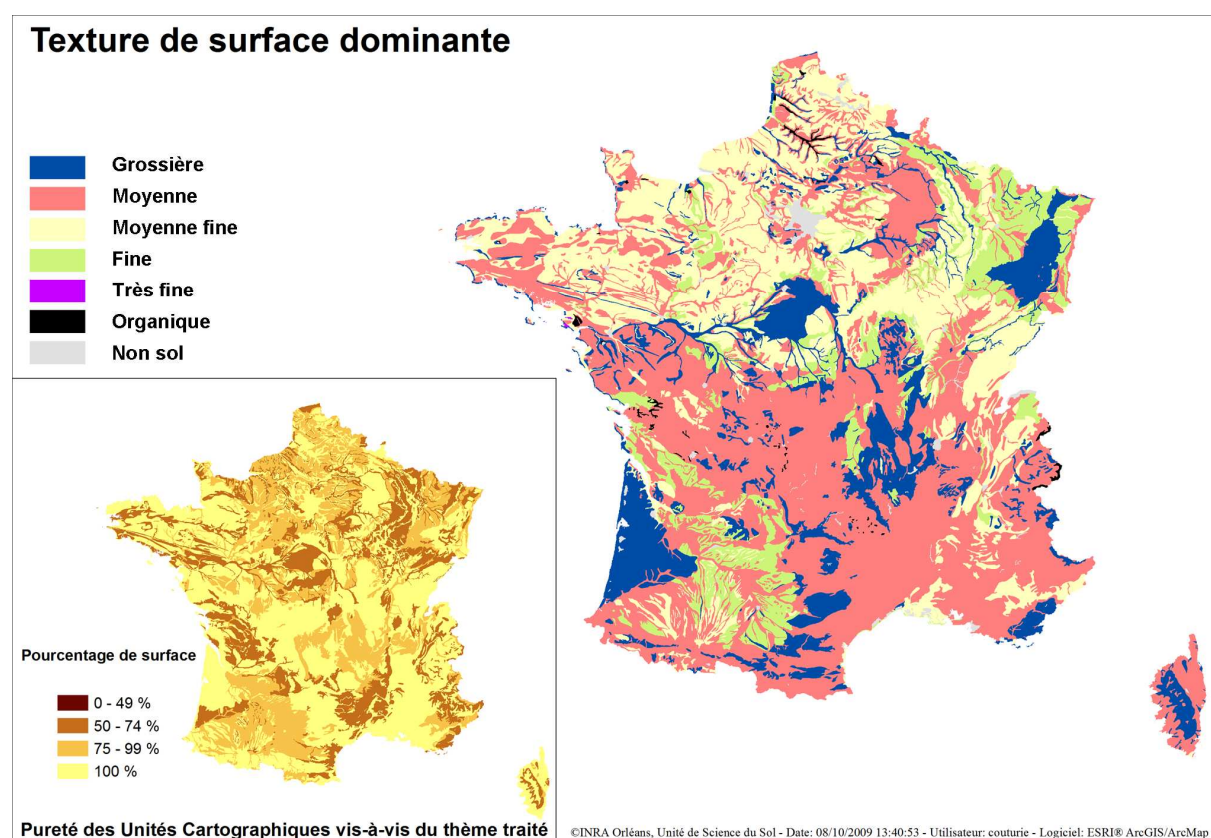


Figure 20 : Textures de surface dominantes des UCS de la Base de Données Géographique des Sols Français (BDGSF) au 1/1 000 000^{ème}.

II.2.3.b La base de données HYMEC (INRA Laon-Mons)

Cette base de données regroupe des mesures de propriétés HYdrodynamiques et MECaniques des sols français pour des horizons de surface (i.e. horizons sollicités par le labour) et des horizons de profondeur (i.e. horizons non affectés par le labour).

Pour les horizons de surface, des cylindres de 10 cm de diamètre ont été reconstitués avec des agrégats de 2 à 3,15 mm de diamètre de façon à obtenir trois masses volumiques initiales différentes : $\rho_i = 1,1 \text{ g cm}^{-3}$; $1,3 \text{ g cm}^{-3}$ et $1,45 \text{ g cm}^{-3}$. Il s'agit ainsi de reproduire les effets des différents travaux du sol (labour, préparation de semis...). Les mesures sur horizons de surface ont été réalisées sur des sols remaniés pour ne pas être influencées par la présence d'inclusions (graviers, cailloux...).

Pour les horizons de profondeur ($> 30 \text{ cm}$), des cylindres de 10 cm de diamètre ont été prélevés à l'intérieur de cylindres de sol intact de 15 cm de diamètre. Il n'est pas utile de travailler sur des échantillons remaniés car on considère la masse volumique en profondeur comme stable du fait des techniques de labour conventionnel qui n'atteignent pas cette profondeur.

Sur les agrégats des horizons de surface, des mesures de teneur en eau massique (w) en fonction de trois potentiels matriciels ($h = -50, -330 \text{ et } -1000 \text{ hPa}$) ont été réalisées avec une presse de Richards. Sur les cylindres des horizons de profondeur, la teneur en eau a été mesurée au moment du prélèvement.

Des mesures de λ et N ont été réalisées sur chaque cylindre de masse volumique différente ($\rho_i = 1,1/1,3/1,45 \text{ g cm}^{-3}$) pour chaque point de teneur en eau ($h = -50, -330 \text{ et } -1000 \text{ hPa}$) à l'aide d'un oedomètre. Les contraintes appliquées successivement étaient de 150, 300, 500, 1000, 2000, 3000 et 6000 kPa, pendant 300 secondes.

Des courbes de retrait sur des agrégats de 2-3,15 mm de diamètre dont la méthode de mesure est décrite en annexe A, ainsi que des mesures granulométriques et des mesures de masses volumiques de solide ont été réalisées sur chaque sol, en surface et en profondeur. Les mesures de masses volumiques de solide ont été réalisées au pycnomètre à gaz. Le tableau 13 présente les caractéristiques des dix échantillons de sols de la base de données (surface et profondeur).

Site	Profondeur de prélèvement cm	Occupation du sol	Distribution de taille des particules			Carbone organique g kg ⁻¹	Teneur en carbonate g kg ⁻¹	Masse volumique de solide g cm ⁻³
			Argile g kg ⁻¹	Limon g kg ⁻¹	Sable g kg ⁻¹			
Epernay	0-30	Vigne	295	84	53	16.8	503.0	2.52
	30-60	Vigne	377	89	55	15.2	423.0	2.52
Fréville	10-25	Arable	619	147	199	16	6.0	2.51
	32-47	Arable	690	55.2	138	4.9	2.0	2.51
Avignon	0-30	Arable	212	286	103	10.2	377.0	2.60
	30-60	Arable	185	296	80	9.1	381.0	2.60
Mons	0-30	Arable	149	743	52	8.5	3.0	2.55
	30-60	Arable	266	667	39	4.7	2.0	2.55
Boigneville	0-30	Arable	202	670	101	11.2	2.0	2.53
	30-60	Arable	228	659	79	6.4	2.0	2.53
Nancy	10-30	Forêt	247	556	154	11.8	0.0	2.59
	30-60	Forêt	356	491	134	5.6	0.0	2.59
Les Closeaux	0-30	Arable	139	579	227	11.1	0.0	2.55
	30-60	Arable	159	612	205	4.8	0.0	2.55
Les Carrés	0-25	Arable	181	437	362	10.7	2.0	2.58
	38-48	Arable	266	381	345	4.4	0.0	2.58
Breuil	10-30	Forêt	133	183	630	22	0.0	2.44
	30-60	Forêt	160	232	570	12.3	2.0	2.44
Rivaulde	2-18	Arable	29	69	831	12.7	0.0	2.56
	20-40	Arable	21	85	857	9.1	0.0	2.56

Tableau 13 : Caractéristiques des sols échantillonnés dans la base de données HYMEC (Inra de Laon).

De cette base de données (tableau 13), cinq sols particuliers ont été choisis et associés à une classe de texture de la BDGSF : le sol de Rivaulde représente la classe grossière, le sol des Carrés représente la classe moyenne, le sol de Mons représente la classe moyenne fine, le sol d'Avignon représente la classe fine et le sol de Fréville représente la classe très fine.

II.2.3.c La base de données SOLHYDRO (Bruand *et al.*, 2004)

Cette base de données regroupe des mesures de propriétés HYDROdynamiques des SOLs de France. Elle recense des courbes de rétention en eau mesurées sur 600 horizons de sol avec la méthode de Wind (1968) et/ou avec la presse à membrane de Richards. Elle est alimentée depuis 1996 avec des horizons de sol provenant de toute la France, sous divers couverts végétaux. Plus en détail, la base de données est constituée :

- Des paramètres de van Genuchten (θ_r , θ_s , α , n , K_s) obtenus avec la méthode de Wind appliquée à des cylindres de 15 cm de diamètre et 7 cm de hauteur de chaque horizon de la base.
- Des mesures de teneur en eau massique $w(h)$ à différents potentiels ($h = -10/-32/-300/-500/-1000/-3000/-10000/-15800$ hPa) obtenues avec la presse à membrane de Richards sur douze mottes provenant de chaque horizon de la base. Nous considérons la teneur en eau

massique moyenne des douze mottes pour un potentiel donné. La structure des mottes, du fait de leur méthode d'échantillonnage, reflète la porosité texturale du sol.

- Des analyses granulométriques
- Des mesures de masses volumiques réalisées sur les cylindres de Wind.

Nous différencions, par la suite, les deux types de mesures des courbes de rétention en eau : celles obtenues sur cylindre sont appelées "SOLHYDRO^c" et celles obtenues sur mottes sont appelées "SOLHYDRO^m".

Parmi les sols échantillonnés dans cette base de données, on retrouve des sites communs à la base de données HYMEC et notamment les cinq sites choisis pour représenter chaque classe texturale, à savoir Rivaulde, Les Carrés, Mons, Avignon et Fréville.

Dans certains cas, la conductivité à saturation n'a pas pu être estimée par la méthode de Wind. Nous avons donc recours à la fonction de pédotransfert d'Ahuja *et al.* (1989). Elle permet d'estimer la conductivité à saturation K_s en fonction de la porosité effective du sol. La fonction de pédotransfert est basée sur l'équation généralisée de Kozeny-Carman qui est de la forme :

$$K_s = B\phi_e^\eta \quad [16]$$

Où B et η sont des coefficients empiriques et ϕ_e est la porosité effective (-).

Les constantes B et η ont été estimées par Ahuja *et al.* (1989) à partir de 180 échantillons de sols non remaniés et valent respectivement 764,5 et 3,29. La porosité effective ϕ_e est égale à la différence entre la teneur en eau volumique à saturation et celle au potentiel $h = -330$ hPa. Cette fonction de pédotransfert fait intervenir la porosité effective qui correspond aux pores de plus grande taille, c'est-à-dire ceux qui disparaissent en premier sous l'effet du tassement. C'est pourquoi nous l'avons choisie.

II.2.3.d Les suivis hydriques du sol de Mons (Valé, 2006)

Des suivis hydriques temporels du sol de Mons, en sol nu, ont été réalisés par Valé (2006). La teneur en eau massique a été mesurée dans les horizons de surface (0-30 cm) et de profondeur (jusqu'à 120 cm) pendant trois années culturales avec un pas de temps compris entre 15 et 20 jours.

Le suivi hydrique du sol de Mons a été réalisé pendant trois années culturales (1990-1991, 1991-1992 et 1993-1994). Nous souhaitons comparer les simulations d'HYDRUS-1D avec les observations de Valé (2006). Le suivi hydrique est utile à la validation du paramétrage d'HYDRUS-1D concernant le

fonctionnement hydrique des sols de texture moyenne fine. Nous l'utiliserons également par la suite, pour valider un des jeux de paramètres de STICS.

II.3. Les paramétrages existants

L'utilisation des modèles STICS et COMPSOIL nécessite de connaître les propriétés hydriques et mécaniques des sols. Dans notre projet, nous souhaitons appliquer ces deux modèles sur les sols de la BDGSF. Or, cette base de données ne contient pas les valeurs des paramètres du tableau 5, ni celle du tableau 7. Certains paramétrages existants ont servi à renseigner les modèles STICS et COMPSOIL dans des travaux antérieurs à la thèse. Ces paramétrages sont présentés ci-après.

II.3.1. Le paramétrage dit "expert" du modèle STICS

Antérieurement au projet de thèse, certaines caractéristiques des sols de la BDGSF ont déjà été estimées à partir d'expertises. En effet, la faible précision sémantique des sols (tableau 11) a nécessité la création d'une base de connaissance contenant un ensemble de classes de pédotransfert (Van Ranst *et al.*, 1995). Ces classes de pédotransfert sont une formalisation des relations entre des caractéristiques des sols disponibles dans les bases de données et leurs propriétés, établies par expertise (Daroussin et King., 1997 ; Le Bas *et al.*, 1997). Ainsi, un certain nombre de classes de pédotransfert a été développé, notamment pour permettre d'estimer les paramètres d'entrée sols pour le modèle STICS (Donet *et al.*, 2001 ; Godard *et al.*, 2005 ; Le Bas *et al.*, 2005).

Dans le cadre de la cartographie des risques de tassement, certains paramètres ont été fixés à une valeur unique, soit parce qu'ils ont peu d'impact sur le tassement, soit pour activer ou désactiver des options, soit parce qu'ils ont été estimés à dire d'expert (tableau 14). Les autres paramètres, développés ci-dessous, ont été estimés par classes/fonctions de pédotransfert (travaux de Nadine Brisson), notamment pour ce qui concerne les paramètres du module hydrique.

Données d'entrée Sol		
Norg	Teneur en azote organique du premier horizon (% pondéral)	0,2
calc	Teneur en CaCO ₃ du premier horizon (%)	0 si sol non carbonaté 20 si sol carbonaté
albedo	Albédo du sol nu à l'état sec (-)	0,25
z0solnu	Rugosité du sol nu (m)	0,01
q0	Limite d'évaporation de la phase potentielle d'évaporation du sol (mm)	Estimé
zesx	Profondeur maximale du sol affectée par l'évaporation (cm)	30 si épaisseur du profil > 30 cm, sinon 10 cm
cfes	Paramètre de décroissance de l'évaporation en fonction de la profondeur (-)	3
profhum	Profondeur d'humification (cm)	30
concseuil	Concentration minimale du sol en NH ₄ (kg N ha ⁻¹ mm ⁻¹)	0
pH	pH (-)	7
ruisolnu	Fraction de la pluie ruisselée en conditions de sol nu (par rapport à la pluie totale)	0
obstarac	Profondeur d'un obstacle à l'enracinement (cm)	Profondeur du profil
codermontca	Activation des remontées capillaires	Pas activé
capiljour	Remontées capillaires (mm j ⁻¹)	0
humcapil	Teneur en eau minimale pour l'activation des remontées capillaires (g eau g sol ⁻¹)	0
codedrainage	Activation des calculs de drainage	Pas activé
Ecartdrain	Ecartement entre drains (cm)	0
Ksol	Conductivité hydraulique à saturation (cm j ⁻¹)	0
Profdrain	Profondeur des drains (cm)	0
profimper	Profondeur de l'horizon imperméable (cm)	0
codecailloux	Prise en compte des cailloux dans le bilan hydrique	Pas activé
codemacropore	Création d'un compartiment dans le bilan hydrique pour la macroporité	Activé
codefente	Création d'un compartiment supplémentaire dans le bilan hydrique	Pas activé
codenitrif	Activation du calcul de la nitrification	Pas activé
vpotdenit	Vitesse potentielle de dénitrification (kg NO ₃ ha j ⁻¹ cm ⁻¹)	16

Tableau 14 : Paramétrage existant de STICS concernant les paramètres du profil.

II.3.1.a La fonction de pédotransfert d'estimation d'infil

Cette fonction est utilisée, par défaut, pour paramétrer la valeur d'infil dans le modèle STICS. Le paramétrage infil de STICS est estimé à l'aide d'une fonction de pédotransfert qui repose sur trois grandeurs :

1. la capacité de stockage de la macroporité de l'horizon (*MACRO*),
2. la capacité de transfert de l'eau de la macroporité dans l'horizon sous-jacent (*CT*),
3. la vitesse de remplissage de l'horizon à la journée, représentée par K_s .

La fonction de pédotransfert d'estimation d'infil de N. Brisson est la suivante (communication personnelle) :

$$Infil = \frac{1}{10} \times MACRO \times (CT^5 + CT^4 + CT^3 + CT^2 + CT) \times \max\left(\frac{K_s}{EP}; 1\right)$$

[17]

Où *MACRO* est la macroporosité de l'horizon en % volumique,

K_s est la vitesse d'infiltration en cm j^{-1} ,

CT est le pourcentage d'eau de la macroporosité qui s'infiltré par jour dans l'horizon,

EP l'épaisseur de la couche en cm.

K_s n'intervient que lorsqu'il est supérieur à l'épaisseur pour représenter une recharge supplémentaire de la macroporosité dans la journée. Le paramètre *CT* augmente avec l'épaisseur de l'horizon. Le tableau 15 présente les valeurs de *CT* pour chaque classe de texture de la BDGSF. Dans l'ensemble, l'infiltrabilité a tendance à diminuer avec l'augmentation de l'épaisseur de l'horizon.

	Grossière	Moyenne	Moyenne fine	Fine	Très fine
CT (%)	0,80	0,65	0,55	0,35	0,25

Tableau 15 : Pourcentage d'eau de la macroporosité (CT) qui s'infiltré par jour dans une couche de sol (travaux de N. Brisson).

La macroporosité augmente avec l'épaisseur de l'horizon. Elle est calculée de la façon suivante, pour les sols non argileux :

$$MACRO = \left(1 - \frac{\rho}{2,66}\right) - HCCF \times \rho \quad [18]$$

Pour les sols argileux gonflants :

$$MACRO = 0,5(HCCF - HMINF) \times \rho \quad [19]$$

II.3.1.b Les classes de pédotransfert d'estimation de HCCF et HMINF

Le paramètre HCCF et HMINF peuvent être estimés avec les classes de pédotransfert d'Al Majou *et al.* (2008) par texture, profondeur et masse volumique (tableau 16), ou bien par texture et profondeur (tableau 17). Le paramétrage existant de STICS utilise les teneurs en eau à un potentiel de -100 hPa pour le paramètre HCCF et -15 000 hPa pour HMINF.

	ρ (g cm ⁻³)	$\theta(-100 \text{ hPa})$	$\theta(-330 \text{ hPa})$	$\theta(-15000 \text{ hPa})$
<u>0-30 cm</u>				
Grossière	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,178	0,146	0,077
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,171	0,148	0,085
	$1,60 \leq \rho < 1,80$	0,234	0,195	0,103
Moyenne	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,335	0,302	0,164
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,311	0,294	0,171
	$1,60 \leq \rho < 1,80$	0,281	0,261	0,133
Moyenne fine	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,325	0,294	0,153
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,324	0,299	0,156
Fine	$1,00 \leq \rho < 1,20$	0,402	0,383	0,280
	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,410	0,382	0,293
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,377	0,354	0,256
Très fine	$1,10 \leq \rho < 1,30$	0,431	0,402	0,293
<u>> 30 cm</u>				
Grossière	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,150	0,114	0,066
	$1,60 \leq \rho < 1,80$	0,164	0,139	0,073
	$1,80 \leq \rho < 2,00$	0,153	0,127	0,065
Moyenne	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,293	0,254	0,134
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,306	0,267	0,154
	$1,60 \leq \rho < 1,80$	0,290	0,268	0,175
	$1,80 \leq \rho < 2,00$	0,276	0,273	0,209
Moyenne fine	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,331	0,291	0,180
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,332	0,301	0,190
	$1,60 \leq \rho < 1,80$	0,331	0,308	0,200
Fine	$1,00 \leq \rho < 1,20$	0,536	0,502	0,265
	$1,20 \leq \rho < 1,40$	0,411	0,379	0,276
	$1,40 \leq \rho < 1,60$	0,356	0,337	0,259
	$1,60 \leq \rho < 1,80$	0,331	0,309	0,249
Très fine	$1,10 \leq \rho < 1,30$	0,445	0,421	0,344
	$1,30 \leq \rho < 1,50$	0,430	0,408	0,330
	$1,50 \leq \rho < 1,70$	0,378	0,374	0,295

Tableau 16 : Classes de pédotransfert d'Al Majou *et al.* (2008) par texture, profondeur et masse volumique.

	$\theta(-100 \text{ hPa})$	$\theta(-330 \text{ hPa})$	$\theta(-15000 \text{ hPa})$
<u>0-30 cm</u>			
Grossière	19.8	16.7	9.1
Moyenne	31.1	28.9	16.1
Moyenne fine	32.4	29.7	15.5
Fine	39.2	36.7	27.2
Très fine	43.1	40.2	29.3
<u>> 30 cm</u>			
Grossière	15.8	12.9	7.0
Moyenne	29.6	26.7	16.5
Moyenne fine	33.2	30.2	19.2
Fine	37.0	34.8	26.1
Très fine	42.5	40.5	33.0

Tableau 17 : Classes de pédotransfert d'Al Majou *et al.* (2008) par texture et par profondeur.

II.3.1.c Les fonctions de pédotransfert d'estimation de q_0

L'estimation de q_0 est réalisée à l'aide des fonctions de pédotransfert proposées par N. Brisson par classe texturale du triangle de Jamagne (1967) (figure 21). C et Sa correspondent respectivement à la teneur en argile et sable (%).

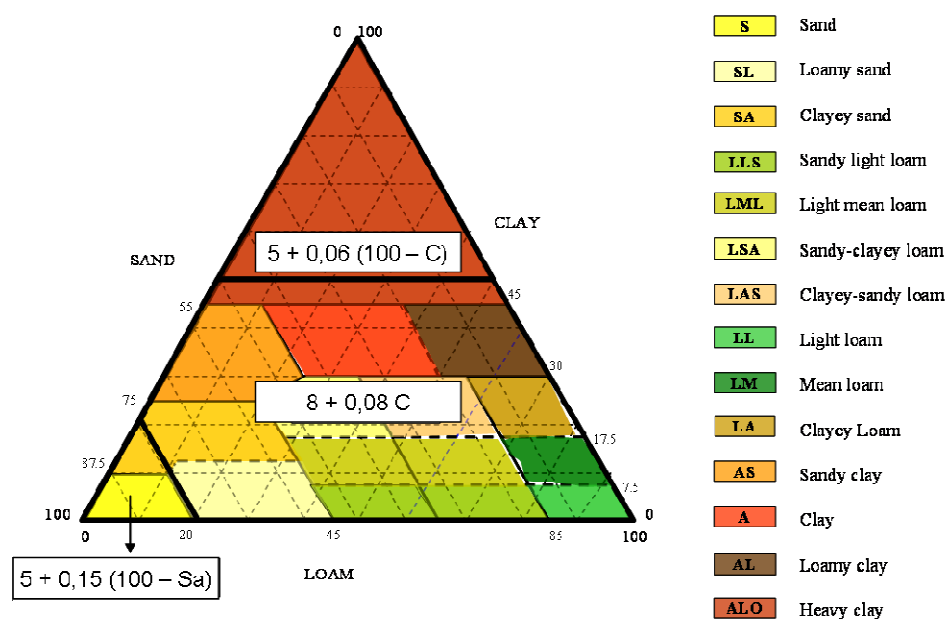


Figure 21 : Fonctions de pédotransfert de q_0 par classe texturale (N. Brisson).

II.3.1.d Conclusion sur le paramétrage existant de STICS

Le paramétrage existant repose sur des méthodes de calcul qui apparaissent très hétérogènes. De plus, on ne dispose pas de méthode d'estimation des paramètres $cfes$ et $zesx$. Généralement, on utilise une seule valeur : $cfes = 5$ et $zesx = 60$ cm (Brisson et Mary, 2002). Or, comme il a été expliqué dans la description du modèle STICS (partie II.1.1.c.), les paramètres $infil$, $HCCF$, q_0 , $cfes$ et $zesx$ sont corrélés entre eux.

Pour ces raisons, nous souhaitons améliorer l'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS. Nous proposons de les estimer ensemble de manière homogène, à partir d'une méthode qui sera présentée dans la partie III.2. pour les sols français.

II.3.2. Les différents paramétrages d'HYDRUS-1D

Nous souhaitons paramétrer HYDRUS-1D à partir des mêmes sols que ceux que nous utiliserons pour paramétrer COMPSOIL. En effet, COMPSOIL sera paramétré avec les sols de la base de données HYMEC. Elle contient des informations sur les propriétés hydriques de cinq sols et les propriétés mécaniques de ces mêmes cinq sols et cinq autres sols appartenant chacun à une classe de texture de la BDGSF. Ces sols, dont on connaît à la fois les propriétés hydriques et mécaniques, sont Rivaulde, Les Carrés, Mons, Avignon et Fréville. Si nous paramétrons HYDRUS-1D avec les propriétés hydriques de ces cinq sols, nos simulations seront cohérentes au niveau du couplage propriétés hydriques-propriétés mécaniques. Or il est risqué d'attribuer les propriétés hydriques d'un seul sol à toute une classe de texture. Nous souhaitons évaluer les propriétés hydriques de ces cinq sols en les comparant à celles que l'on peut estimer à partir de fonctions de pédotransfert développées sur un plus grand nombre de sols, soit européens (base de données HYPRES -Wösten *et al.*, 1999) soit américains (base UNSODA -Leij *et al.*, 1996), soit français (base SOLHYDRO -Bruand *et al.*, 2004).

II.3.2.a Paramétrage à partir de la base de données HYMEC

Les valeurs des paramètres θ_s , θ_r , α et n sont déterminées par ajustement aux points de mesures de la courbe de rétention en eau avec le logiciel RETC. Le code RETC est un programme informatique capable d'estimer les valeurs des paramètres de van Genuchten θ_s , θ_r , α et n par ajustement à des points de la courbe de rétention en eau. Nous rappelons que la base de données HYMEC ne contient que trois points de la courbe $w(h)$. Or, nous avons besoin de plus de points de mesure pour réaliser l'ajustement et l'estimation des paramètres de van Genuchten. Nous utilisons donc des données des bases SOLHYDRO^m et HYPRES (cf. partie II.3.2.c) pour estimer certains points de la courbe $\theta(h)$. Les teneurs en eau massiques w sont traduites en teneurs en eau volumiques θ en multipliant w par la masse volumique de l'horizon. Ainsi, la courbe de rétention en eau de chaque type de sol est décrite par des points de teneur en eau d'origine différente (tableau 18) :

- θ à 0 hPa est considéré égal à la porosité totale d'un sol d'une masse volumique donnée,
- θ à -50, -330 et -1000 hPa sont les données de teneur en eau massique mesurées de la base HYMEC multipliées par une valeur de masse volumique,
- θ à -3000 hPa et -15000 hPa sont issus des données de teneur en eau massique mesurées de SOLHYDRO^m pour les types de sol identiques à ceux de la base HYMEC, multipliée par une valeur de masse volumique,
- θ à -100 000 hPa est estimé en prenant la valeur du paramètre θ_r de la classe de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999)

Nous estimons la courbe de rétention en eau volumique à l'aide du logiciel RETC, les teneurs en eau volumiques sont obtenues en multipliant les teneurs en eau massiques par 1,3 g cm⁻³ en surface (0-30 cm) et 1,55 g cm⁻³ en profondeur (30-60 cm). Nous choisissons une valeur de masse volumique de 1,3 g cm⁻³, la plus fréquente en région de grande culture (Richard *et al.*, 2007). Nous choisissons la valeur de 1,55 g cm⁻³ en profondeur car elle correspond à la masse volumique sur lesquelles les propriétés mécaniques de profondeur (> 30 cm) ont été mesurées. La courbe de rétention en eau volumique de Mualem-van Genuchten (1980) qui s'ajuste sur nos points de mesure est :

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^{(1-1/n)}} \quad [20]$$

Potentiel matriciel (hPa)	Teneur en eau massique (g g ⁻¹)	Base de données utilisée
-0,01	(1-ρ*/ρ _s)	HYMEC
-50	w (-50 hPa)×ρ*	HYMEC
-330	w (-330 hPa)×ρ*	HYMEC
-1000	w (-1000 hPa)×ρ*	HYMEC
-3000	w (-3000 hPa)×ρ*	SOLHYDRO ^m
-15000	w (15000 hPa)×ρ*	SOLHYDRO ^m
-100 000	θ _r	HYPRES

Tableau 18 : Potentiels matriciels et base de données utilisées pour définir des points de teneur en eau sur lesquels sont ajustées les courbes de rétention en eau dans le code RETC. Les équations suivies de * signifient que ρ = 1,3 g cm⁻³ pour les horizons de surface (0-30 cm) et ρ = 1,55 g cm⁻³ pour les horizons profonds (> 30 cm). Les valeurs du paramètre ρ_s sont présentées dans le tableau 13.

Le paramètre K_s est estimé à l'aide de la fonction de pédotransfert d'Ahuja *et al.* (1989).

Les propriétés hydrodynamiques estimées par ajustement aux données expérimentales avec le code RETC sont inventoriées dans le tableau 19. Ce paramétrage sera nommé par la suite "Paramétrage RETC".

	θ _r cm ³ cm ⁻³	θ _s cm ³ cm ⁻³	α cm ⁻¹	n -	K _s cm j ⁻¹	l -
<u>0-30 cm</u>						
Grossière	0.056	0.493	0.8394	1.3493	729.552	0.5
Moyenne	0.000	0.497	0.8061	1.1912	458.916	0.5
Moyenne fine	0.000	0.483	0.1694	1.1426	110.000	0.5
Fine	0.000	0.409	0.0106	1.2558	18.756	0.5
Très fine	0.000	0.531	0.0065	1.1198	2.188	0.5
<u>> 30 cm</u>						
Grossière	0.000	0.400	0.1684	1.2376	181.791	0.5
Moyenne	0.000	0.313	0.0051	1.1995	0.987	0.5
Moyenne fine	0.000	0.376	0.0077	1.1580	2.169	0.5
Fine	0.000	0.355	0.0013	1.2957	0.071	0.5
Très fine	0.000	0.582	0.0022	1.1645	0.531	0.5

Tableau 19 : Paramètres de van Genuchten de la base de données HYMEC par texture et par profondeur.

II.3.2.b Paramétrage à partir de la base de données SOLHYDRO

La base de données SOLHYDRO^c contient un jeu de paramètres de van Genuchten (θ_r , θ_s , α , n , K_s) mesuré avec la méthode de Wind (1968) effectué sur des cylindres prélevés dans les horizons de surface (0-30 cm) et de profondeur (> 30 cm). Le tableau 20 décrit le paramétrage utilisé. On le nomme, par la suite, "Paramétrage *SOLHYDRO*". Nous rappelons que la méthode de Wind est valide pour des potentiels matriciels compris entre 10 et 800 hPa. Une * signifie que la valeur de K_s a été estimée avec la fonction de pédotransfert d'Ahuja *et al.* (1989) car elle n'a pas pu être estimée avec la méthode de Wind.

	θ_r cm ³ cm ⁻³	θ_s cm ³ cm ⁻³	α cm ⁻¹	n -	K_s cm j ⁻¹	l -
<u>0-30 cm</u>						
Grossière	0.000	0.455	0.0551	1.4100	186.120	0.5
Moyenne	0.106	0.334	0.0517	1.0800	281.664	0.5
Moyenne fine	0.112	0.414	0.0121	1.1260	30.672	0.5
Fine	0.251	0.356	0.0292	1.8608	6.734*	0.5
Très fine	0.000	0.489	0.0017	1.1990	0.040	0.5
<u>> 30 cm</u>						
Grossière	0.027	0.367	0.0759	1.6400	4314.600	0.5
Moyenne	0.105	0.366	0.0143	1.1500	13.824	0.5
Moyenne fine	0.000	0.376	0.0077	1.1580	2.169*	0.5
Fine	0.305	0.398	0.0606	1.6489	4.445*	0.5
Très fine	0.272	0.470	0.0050	1.3930	0.225	0.5

Tableau 20 : Paramètres de van Genuchten de la base de données SOLHYDRO, par texture et par profondeur.

II.3.2.c Paramétrage à partir de la base de données HYPRES

Le paramétrage du modèle HYDRUS-1D avec la base de données HYPRES est basé sur les classes de pédotransfert établies par Wösten *et al.* (1999). Ces classes de pédotransfert donnent l'estimation des paramètres de van Genuchten par classes de texture de la BDGSF en distinguant les horizons de surface des horizons de profondeur. Ce paramétrage est décrit dans le tableau 21. On le nomme, par la suite, "Paramétrage *HYPRES*".

	θ_r cm ³ cm ⁻³	θ_s cm ³ cm ⁻³	α cm ⁻¹	n -	K_s cm j ⁻¹	l -
0-30 cm						
Grossière	0.025	0.403	0.0383	1.3774	60.000	1.2500
Moyenne	0.010	0.439	0.0314	1.1804	12.061	-2.3421
Moyenne fine	0.010	0.430	0.0083	1.2539	2.272	-0.5884
Fine	0.010	0.520	0.0367	1.1012	24.800	-1.9772
Très fine	0.010	0.614	0.0265	1.1033	15.000	2.5000
> 30 cm						
Grossière	0.025	0.366	0.0430	1.5206	70.000	1.2500
Moyenne	0.010	0.392	0.0249	1.1689	10.755	-0.7437
Moyenne fine	0.010	0.412	0.0082	1.2179	4.000	0.5000
Fine	0.010	0.481	0.0198	1.0861	8.500	-3.7124
Très fine	0.010	0.538	0.0168	1.0730	8.235	0.0001

Tableau 21 : Paramètres de Mualem-van Genuchten de la base de données HYPRES par texture et par profondeur (Wösten *et al.*, 1999).

II.3.2.d Paramétrage à partir de la base de données UNSODA

Leij *et al.* (1996) ont publié un ensemble de propriétés hydrodynamiques disponibles par défaut dans le paramétrage d'HYDRUS-1D. Ces propriétés hydrodynamiques sont estimées par classe de texture de l'USDA. Nous positionnons nos sols de référence dans le triangle de texture de l'USDA pour déterminer à quelles classes appartiennent les sols de Rivaulde, Les Carrés, Mons, Avignon et Fréville. Les classes de texture correspondantes sont : Sand, Loam, Silt Loam, Silt Clay Loam et Clay, respectivement. Les paramètres choisis sont décrits dans le tableau 22. Ce paramétrage ne distingue pas les propriétés hydrodynamiques de surface et de profondeur. Il est nommé, par la suite, "Paramétrage UNSODA".

	θ_r cm ³ cm ⁻³	θ_s cm ³ cm ⁻³	α cm ⁻¹	n -	K_s cm j ⁻¹	l -
Sand	0.045	0.430	0.145	2.68	712.80	0.5
Loam	0.078	0.430	0.036	1.56	24.96	0.5
Silt Loam	0.067	0.450	0.020	1.41	10.80	0.5
Silty Clay Loam	0.089	0.430	0.010	1.23	1.68	0.5
Clay	0.068	0.380	0.008	1.09	4.80	0.5

Tableau 22 : Paramètres de Mualem-van Genuchten de la base de données UNSODA par texture et par profondeur (Leij *et al.*, 1996).

II.3.3. Le paramétrage du modèle COMPSOIL

Les paramètres d'entrée de COMPSOIL, N et λ dans le tableau 7, ont été estimés par K. Saffih-Hdadi à partir de la base de données HYMEC (tableau 13). K. Saffih-Hdadi a proposé des fonctions de

pédotransfert faisant intervenir la masse volumique initiale du sol et sa teneur en eau initiale pour estimer les paramètres mécaniques N et λ par classe de texture. Ces fonctions de pédotransfert ont été ajustées sur des mesures oedométriques. Elles ne prennent donc pas en compte les effets des contraintes latérales de cisaillement. Pour y remédier, il est possible de corriger les fonctions pour qu'elles prennent en compte le cisaillement. Ces corrections ont été estimées par Défossez *et al.* (2003). Nous présentons les résultats du paramétrage des propriétés mécaniques obtenues sans corrections (non prise en compte du cisaillement), puis avec corrections (prise en compte du cisaillement).

II.3.3.a Paramétrage sans correction

Les paramètres N et λ peuvent être estimés de manière linéaire en fonction de la teneur en eau initiale w_i et de la masse volumique initiale ρ_i du sol, c'est-à-dire avant l'application de la contrainte. Les régressions linéaires sont de la forme : $N = f(\rho_i ; w_i)$ et $\lambda = f(\rho_i ; w_i)$. La figure 22 présente les mesures réalisées sur le sol de Mons à l'aide d'un oedomètre pour trois masses volumiques initiales et trois points de teneur en eau initiales.

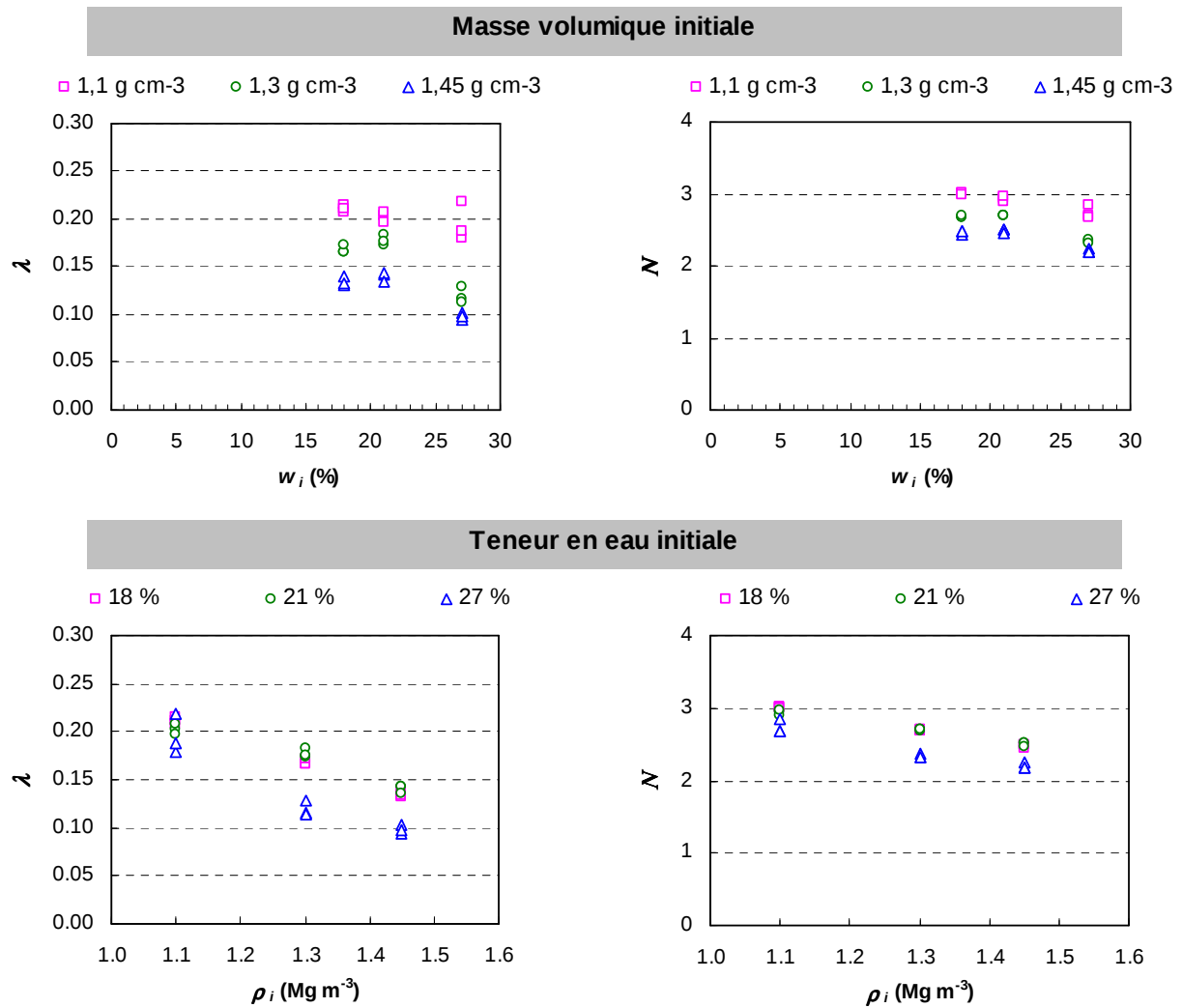


Figure 22 : Variation des paramètres N et λ , déterminés par essais oedométriques, en fonction de la teneur en eau initiale (en haut) et de la masse volumique initiale (en bas) du sol de Mons.

Les fonctions de pédotransfert ont été ajustées à partir des propriétés hydriques et mécaniques des sols de Rivaulde, Breuil, Les Carrés, Les Closeaux, Nancy, Boigneville, Mons, Avignon, Fréville et Epernay provenant de la base de données HYMEC (tableau 13). K. Saffih-Hdadi a réalisé des ajustements par sol ou par classes de texture. Le tableau 23 présente les propriétés mécaniques estimées avec le coefficient de détermination correspondant. ρ_i correspond à la masse volumique initiale du sol et w_i correspond à la teneur en eau massique initiale du sol.

Soil	Régression	r ²	Texture	Régression	r ²
Epernay	$\lambda = 1.269 - 0.710 \cdot p_i - 0.008 \cdot w_i$	98%	Texture très fine (Epernay et Fréville)	$\lambda = 1.031 - 0.513 \cdot p_i - 0.0075 \cdot w_i$	95%
	$N = 9.297 - 4.244 \cdot p_i - 0.043 \cdot w_i$	97%		$N = 8.559 - 3.522 \cdot p_i - 0.047 \cdot w_i$	97%
Fréville	$\lambda = 0.900 - 0.44 \cdot p_i - 0.0063 \cdot w_i$	97%	Texture fine (Avignon)	$\lambda = 0.792 - 0.380 \cdot p_i - 0.006 \cdot w_i$	96%
	$N = 7.279 - 2.94 \cdot p_i - 0.0324 \cdot w_i$	98%		$N = 6.394 - 2.098 \cdot p_i - 0.044 \cdot w_i$	99%
Avignon	$\lambda = 0.792 - 0.380 \cdot p_i - 0.006 \cdot w_i$	96%	Texture moy fine (Boigneville et Mons)	$\lambda = 0.591 - 0.257 \cdot p_i - 0.004 \cdot w_i$	78%
	$N = 6.394 - 2.098 \cdot p_i - 0.044 \cdot w_i$	99%		$N = 5.495 - 1.593 \cdot p_i - 0.035 \cdot w_i$	82%
Mons	$\lambda = 0.539 - 0.226 \cdot p_i - 0.0039 \cdot w_i$	89%	Texture moyenne (Nancy, les carrés, les closeaux)	$\lambda = 0.553 - 0.268 \cdot p_i - 0.0025 \cdot w_i$	74%
	$N = 5.258 - 1.468 \cdot p_i - 0.034 \cdot w_i$	97%		$N = 5.076 - 1.943 \cdot p_i$	79%
Boigneville	$\lambda = 0.6703 - 0.284 \cdot p_i - 0.006 \cdot w_i$	79%	Texture grossière (Breuil et Rivaulde)	$\lambda = 0.590 - 0.334 \cdot p_i - 0.002 \cdot w_i$	87%
	$N = 5.893 - 1.718 \cdot p_i - 0.043 \cdot w_i$	82%		$N = 5.404 - 2.266 \cdot p_i$	87%
Nancy	$\lambda = 0.699 - 0.3575 \cdot p_i - 0.0029 \cdot w_i$	97%			
	$N = 6.324 - 2.249 \cdot p_i - 0.0296 \cdot w_i$	97%			
Les Closeaux	$\lambda = 0.4391 - 0.1889 \cdot p_i - 0.0036 \cdot w_i$	98%			
	$N = 4.523 - 1.666 \cdot p_i$	97%			
Les Carrés	$\lambda = 0.483 - 0.183 \cdot p_i - 0.0045 \cdot w_i$	96%			
	$N = 5.084 - 1.424 \cdot p_i - 0.0409 \cdot w_i$	96%			
Breuil	$\lambda = 0.640 - 0.418 \cdot p_i$	95%			
	$N = 6.228 - 2.954 \cdot p_i$	97%			
Rivaulde	$\lambda = 0.551 - 0.286 \cdot p_i - 0.0048 \cdot w_i$	93%			
	$N = 5.078 - 1.812 \cdot p_i - 0.033 \cdot w_i$	93%			

Tableau 23 : Fonctions de pédotransfert par sol et par classes texturale d'estimation des propriétés mécaniques N et λ (K. Saffih-Hdadi)

II.3.3.b Paramétrage avec correction

Les fonctions de pédotransfert du tableau 23 ont été ajustées sur des mesures de N et λ à partir d'un test œdométrique. Contrairement au test triaxial, le test oedométrique ne prend pas en compte les contraintes latérales (cisaillement). D'après Défossez *et al.* (2003), lorsque COMPSOIL est paramétré avec des valeurs de N et λ mesurées au test œdométrique, il a tendance à sous-estimer le tassement. Afin de rectifier ce biais, Défossez *et al.* (2003) ont mesuré les corrections à apporter aux paramètres N et λ sur les sols limoneux. Nous décidons d'extrapoler cette correction à l'ensemble des sols du tableau 23 afin de tenir compte des contraintes latérale appliquées au sol au moment du passage de l'engin. La correction consiste à retrancher respectivement 0,349 et 0,0588 aux constantes de N et λ .

II.4. Conclusion sur les données disponibles et leur utilisation

Les bases de données et modèles décrits dans cette partie vont intervenir dans les étapes de la spatialisation des risques de tassement des sols français. Le modèle STICS présente un paramétrage existant établi à partir de classes/fonctions de pédotransfert ou d'expertises issues de jeux de données différents. Or, le fonctionnement hydrique des sols français est un point clé dans notre travail. Nous

souhaitons améliorer ce paramétrage afin qu'il soit estimé de manière homogène à partir d'un seul jeu de données représentatif de l'ensemble des sols français. Nous avons donc une étape préalable aux calculs des teneurs en eau critiques et au calcul des risques de tassement des sols : l'amélioration du paramétrage de STICS. La figure 23 présente les trois étapes principales à la spatialisation des risques de tassement des sols et les données/modèles nécessaires.

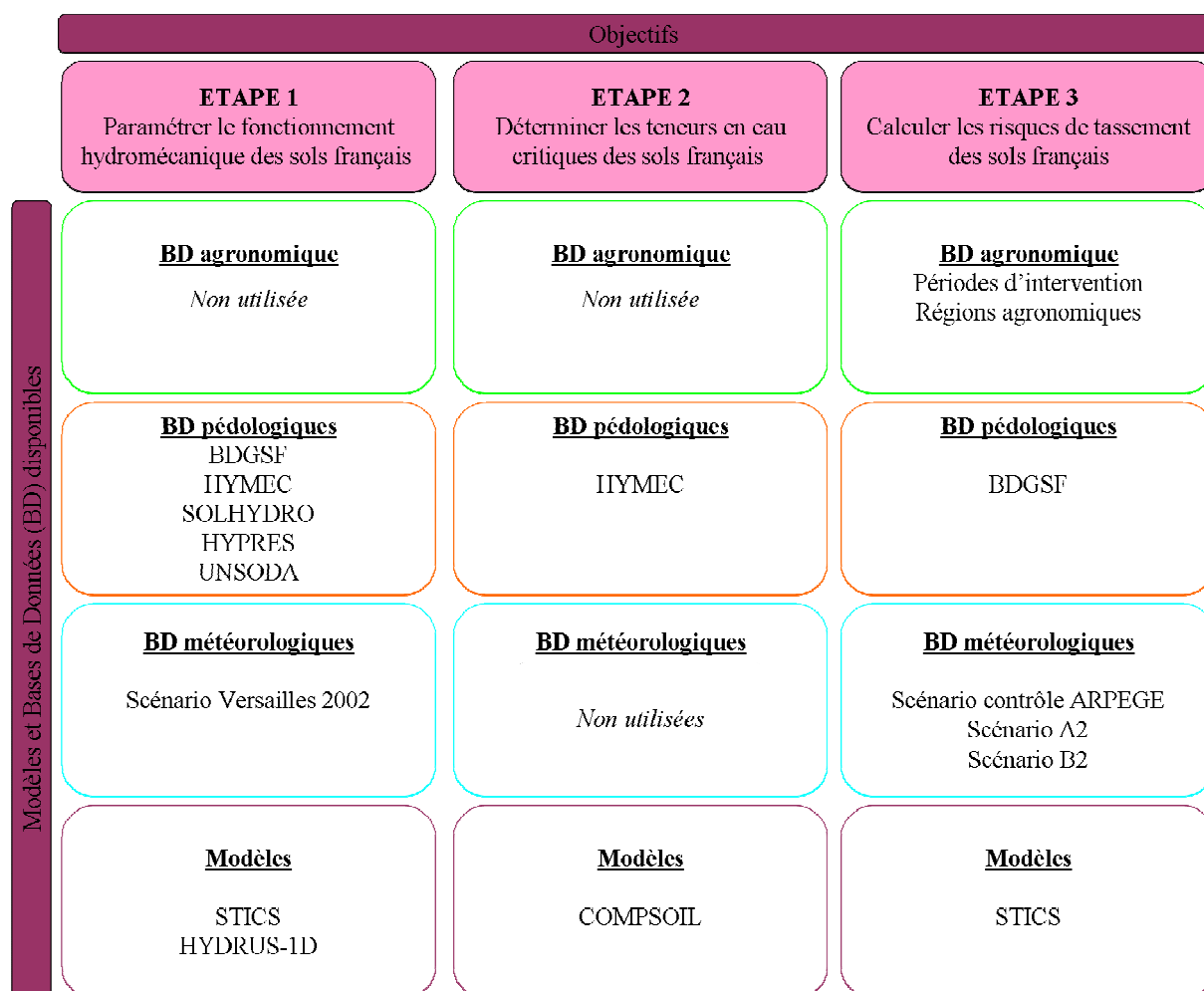


Figure 23 : Récapitulatif des données utilisées dans chacune des étapes aboutissant à la spatialisation des risques de tassement des sols français.

Les différentes étapes sont :

ETAPE 1 : Améliorer le paramétrage hydrique du modèle STICS par l'intermédiaire de l'amélioration de l'estimation de ses paramètres d'entrée Sol. L'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS est effectué à l'aide du modèle HYDRUS-1D qui décrit le fonctionnement hydrique de l'ensemble des sols de la BDGSF sous le climat de la station de Versailles 2002. Avant d'effectuer ce travail, nous testons plusieurs paramétrages possibles du modèle HYDRUS-1D. Ces paramétrages possibles sont ceux fournis par les bases de données HYMEC, SOLHYDRO, HYPRES et UNSODA qui décrivent les

propriétés hydrodynamiques de cinq types de sols de texture grossière, moyenne, moyenne fine, fine et très fine.

ETAPE 2 : Déterminer les teneurs en eau critique des sols. Nous utilisons le modèle COMPSOIL pour estimer les valeurs des teneurs en eau qui engendrent un tassement systématique du sol dont l'indice des vides structuraux est inférieur à 0,15. La diversité des sols est caractérisée par cinq types de sol de texture grossière, moyenne, moyenne fine, fine et très fine, issus de la base de données HYMEC.

ETAPE 3 : Spatialiser les risques de tassement des sols français. Nous calculons, en premier lieu, les teneurs en eau journalières des sols de la BDGSF. Le calcul des risques de tassement des sols est effectué pour trois périodes d'intervention de vingt jours chacune au cours d'une année. Ce calcul est réalisé sur 30 années culturales.

Partie III. Proposition d'un nouveau paramétrage hydrique et mécanique des sols français

La seule base de données qui couvre l'ensemble du territoire français est la Base de Données Géographique des Sols de France (BDGSF) à l'échelle du 1/1 000 000^{ème}. Notre méthodologie de cartographie des risques de tassement en France repose sur l'utilisation des modèles STICS et COMPSOIL sur la BDGSF.

Bien que des paramétrages de STICS soient déjà existants, certains doivent être améliorés, notamment celui qui caractérise le sol dans STICS. En effet, les paramètres d'entrée Sol existant de STICS sont estimés avec des classes/fonctions de pédotransfert qui apparaissent hétérogènes. Nous souhaitons donc améliorer le paramétrage du fonctionnement hydrique de STICS (au travers des paramètres d'entrée Sol) en homogénéisant le jeu de données sur lequel les paramètres d'entrée Sol seront estimés. Nous proposons d'utiliser le modèle HYDRUS-1D pour calculer les teneurs en eau journalières d'un sol nu, sachant qu'il peut être paramétré à l'aide de plusieurs fonctions de pédotransfert.

La première étape de notre travail consiste donc à choisir le meilleur paramétrage pour le modèle HYDRUS-1D. Nous comparons quatre types de paramétrage d'un point de vue théorique et expérimental. Nous choisissons celui qui nous convient le mieux en fonction de deux critères :

- Il doit permettre de simuler le fonctionnement hydrique de tous les sols français
- Il doit être capable de simuler le fonctionnement hydrique d'un sol pour lequel on possède trois années complètes de suivis hydriques. Ce suivi hydrique nous permet de choisir un paramétrage qui minimise un biais éventuel qui pourrait s'accroître sur des simulations de longue période.

La seconde étape du paramétrage hydrique des sols français est d'estimer les paramètres d'entrée Sol de STICS à partir des teneurs en eau calculées par le modèle HYDRUS-1D, pour tous les types de sols français. Nous réalisons cela, soit par calcul direct à partir des sorties d'HYDRUS-1D, soit par inversion du modèle STICS.

Concernant le paramétrage mécanique des sols français, nous utilisons le modèle COMPSOIL pour déterminer les teneurs en eau critiques des sols au-delà desquelles le tassement est systématique.

III.1. Le paramétrage d'HYDRUS-1D

Le but de cette partie est de trouver le paramétrage d'HYDRUS-1D le plus approprié pour simuler la teneur en eau journalière :

- de tous les sols français (soit cinq classes texturales de surface et de profondeur)

- sur de longues périodes de simulation. Cela signifie que les teneurs en eau journalières doivent être estimées avec un biais le plus petit possible.

Nous disposons de plusieurs paramétrages possibles pour utiliser HYDRUS (partie II.3.2.) :

- le paramétrage à partir des données hydrodynamiques de la base de données HYMEC qui correspond à celui utilisé pour paramétrer le modèle de tassement COMPSOIL,
- le paramétrage à partir des données hydrodynamiques de la base de données SOLHYDRO.
- le paramétrage à partir des données hydrodynamiques de la base de données HYPRES qui correspondent aux classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999),
- le paramétrage à partir des données hydrodynamiques de la base de données UNSODA qui constitue le paramétrage par défaut d'HYDRUS-1D,

Nous ne connaissons pas la performance de chaque paramétrage pour estimer les courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique pour les cinq classes texturales grossière, moyenne, moyenne fine, fine et très fine, et pour représenter l'évolution de la teneur en eau sur plusieurs jours de simulation en fonction des conditions climatiques.

Nous commençons par comparer les courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique, puis les courbes d'évolution de la teneur en eau calculée pour un climat donné. Enfin, nous confrontons les teneurs en eau simulées aux teneurs en eau mesurées pour un sol donné (sol limoneux de Mons).

III.1.1. Comparaison des courbes de rétention et de conductivité

Les courbes des différents paramétrages, ainsi que les points de mesures des bases de données HYMEC et SOLHYDRO sont représentés dans les figures 24 à 28 pour les courbes de rétention en eau volumique et dans les figures 29 à 33 pour les courbes de conductivité hydraulique. On observe que :

- Les courbes de rétention en eau volumique $\theta(h)$ obtenues avec les quatre paramétrages sont relativement proches pour les textures moyenne et moyenne fine. Par contre, les courbes du paramétrage *UNSODA* présentent des teneurs en eau plus faibles pour les textures grossière et très fine et les courbes du paramétrage *HYPRES* présentent des teneurs plus élevées pour les textures fine et très fine.
- Les courbes de conductivité hydraulique $K(h)$ obtenues sont relativement proches pour les textures moyenne, moyenne fine, fine et très fine. Pour la texture grossière, la courbe du paramétrage *UNSODA* présente des valeurs plus faibles, notamment à partir de $h = -100$ hPa.

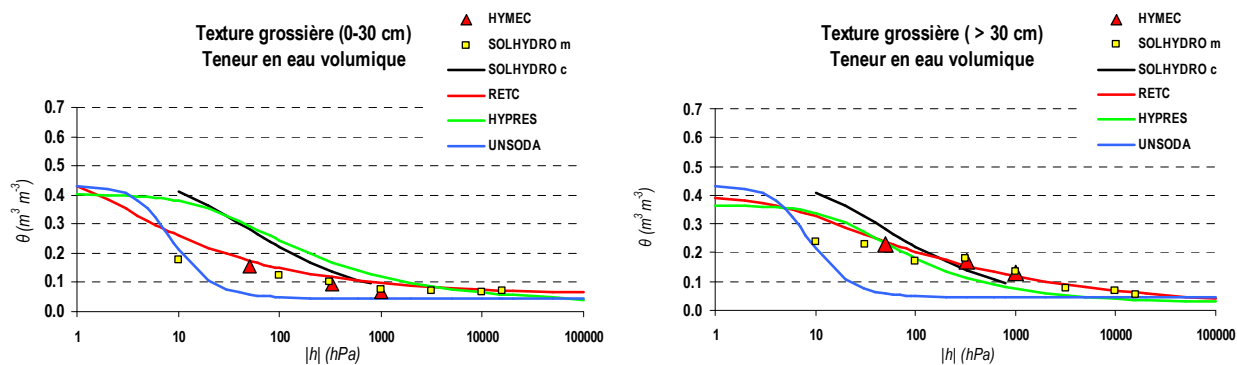


Figure 24 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture grossière.

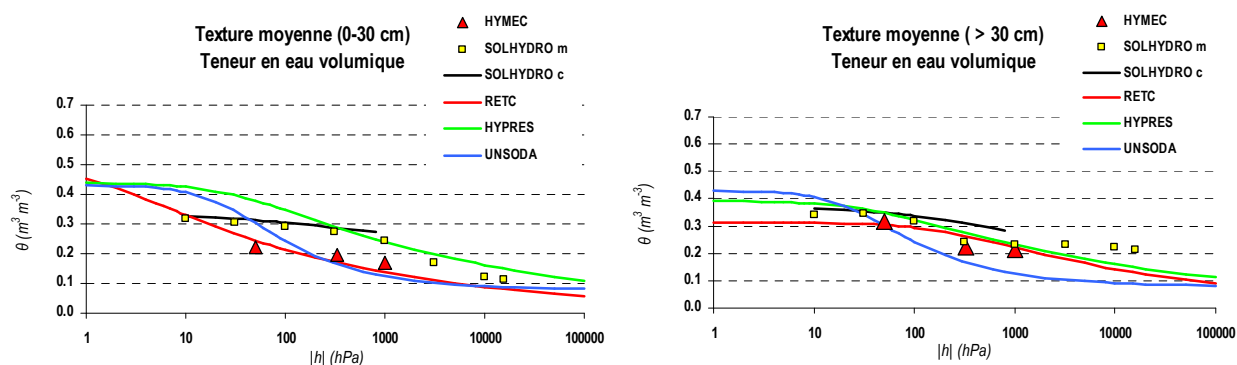


Figure 25 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne.

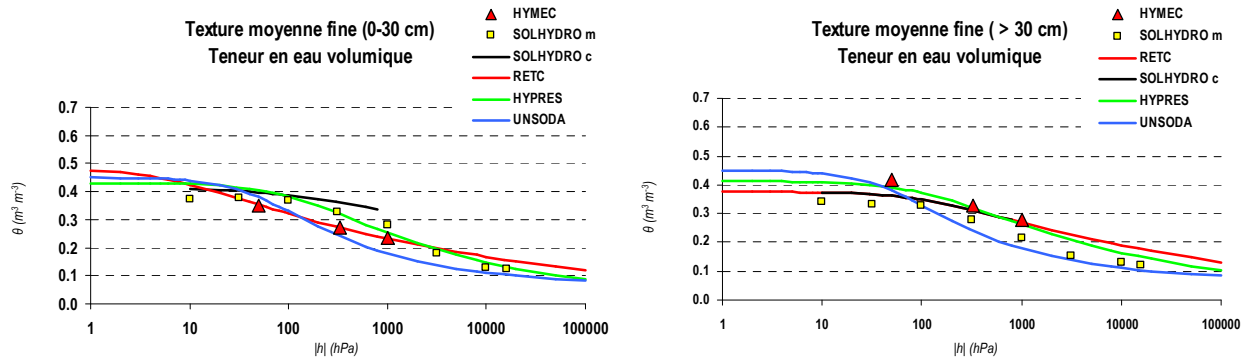


Figure 26 : Courbe de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne fine.

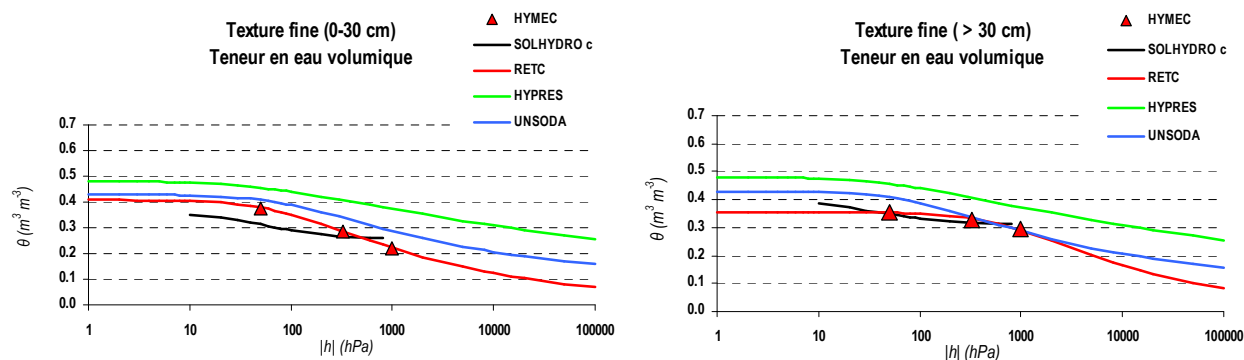


Figure 27 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture fine.

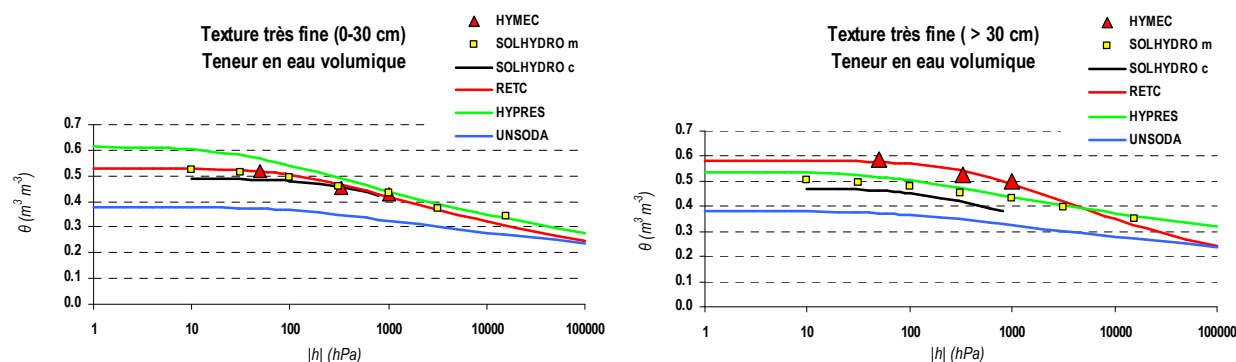


Figure 28 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture très fine.

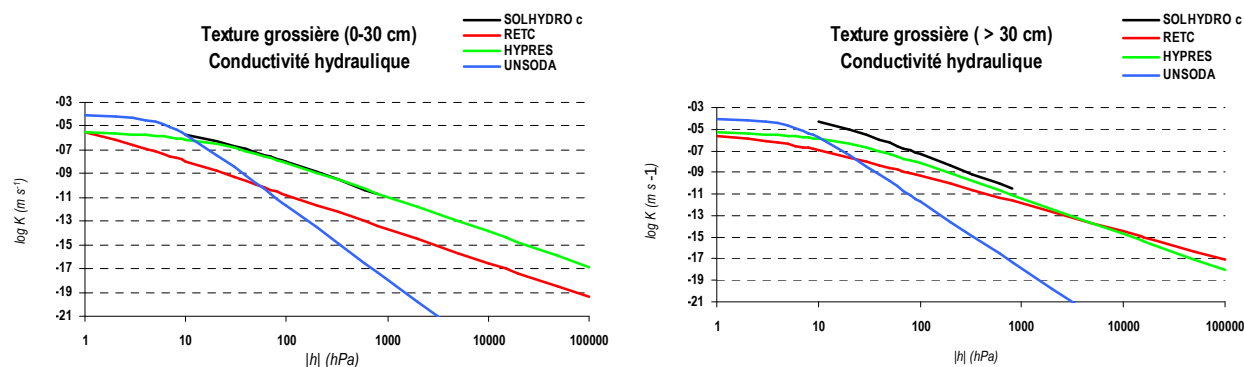


Figure 29 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture grossière.

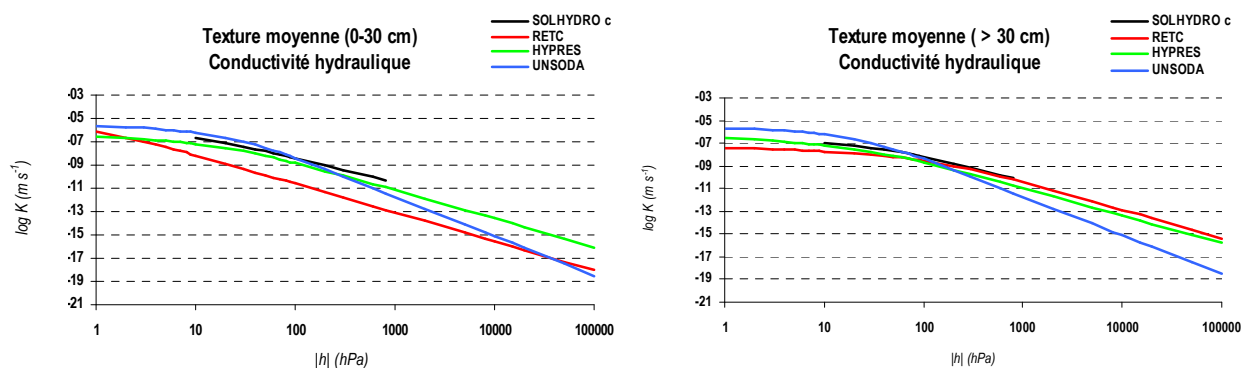


Figure 30 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne.

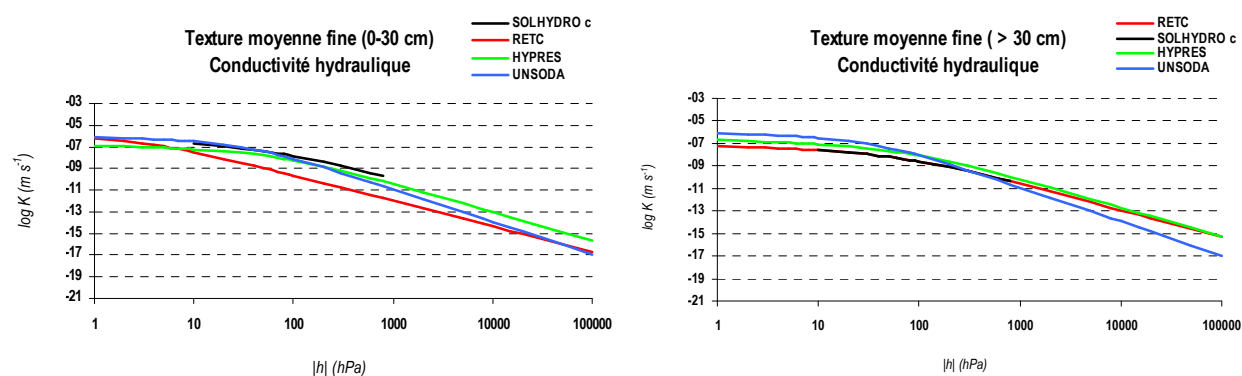


Figure 31 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne fine.

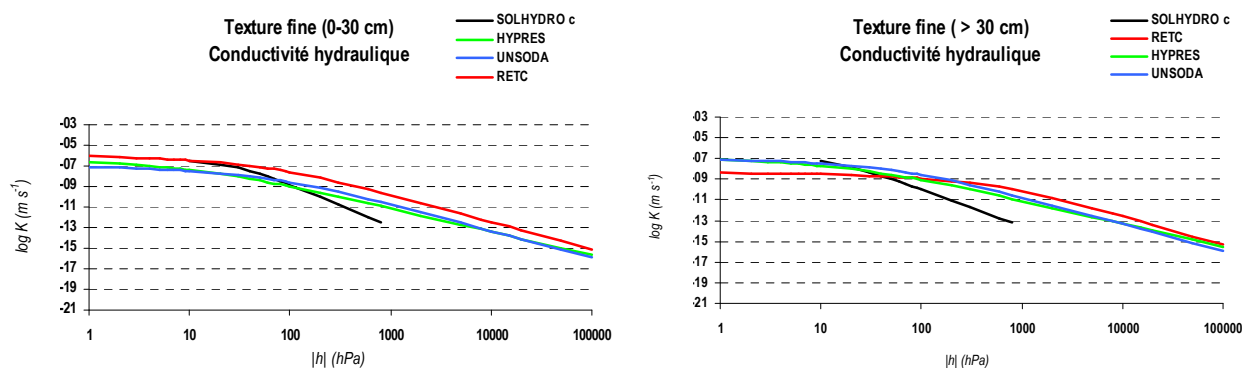


Figure 32 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture fine.

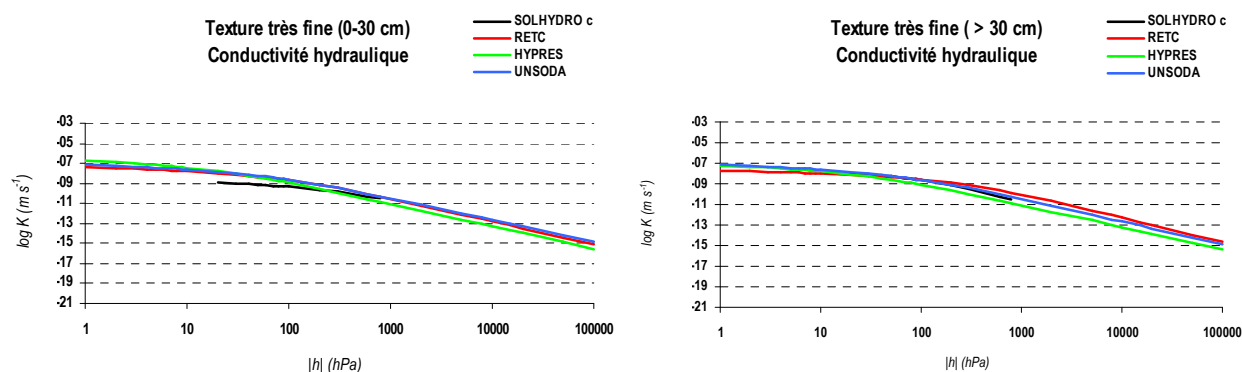


Figure 33 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture très fine.

III.1.2. Comparaison des teneurs en eau calculées

Nous comparons les différents paramétrages d'HYDRUS-1D selon deux modalités :

- à partir du fonctionnement hydrique obtenu avec chacun des paramétrages pour les cinq classes texturales décrites précédemment ;

- à partir du fonctionnement hydrique obtenu pour le sol de Mons et des données mesurées.

La première modalité fait appel à des climats plutôt extrêmes (période sèche ou humide du climat de Versailles 2002). La deuxième modalité fait appel à des données expérimentales mesurées sur trois années : les suivis hydriques sur le sol de Mons en 1990-1991, 1991-1992 et 1993-1994 (décrits dans la partie II.2.3.d.).

III.1.2.a Les teneurs en eau calculées avec le climat de Versailles 2002

L'évaluation des différents paramétrages d'HYDRUS-1D consiste à analyser les variations du potentiel matriciel et de la teneur en eau simulées par HYDRUS-1D en période de dessiccation et d'humectation. Nous utilisons, pour cela, le climat mesuré à la station de Versailles 2002 (figure 16) au mois de juillet et d'octobre. Les mois de juillet et octobre caractérisent respectivement une période sèche et humide. La figure 34 représente plus en détail les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (ETP) du climat de juillet et octobre de la station de Versailles 2002. Le mois de juillet présente une période sèche du 10 au 29 juillet et le mois d'octobre présente une période pluvieuse du 16 au 27 octobre.

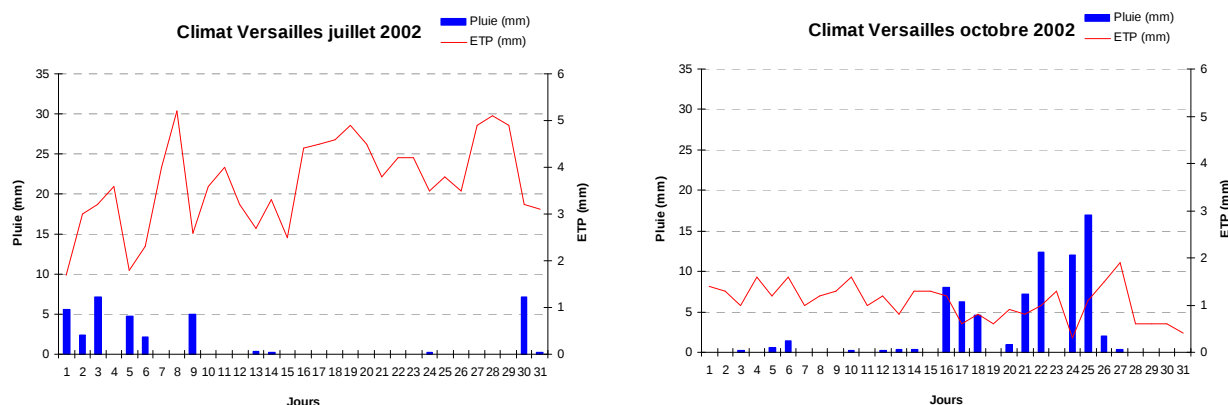


Figure 34 : Pluie et ETP mesurées à la station de Versailles en juillet et octobre 2002.

Toutes les simulations sont réalisées avec les paramétrages de surface (0-30 cm) pour faciliter l'interprétation des résultats car l'horizon de surface est sollicité en premier par les forçages climatiques. Nous observons les variations du potentiel matriciel et de la teneur en eau volumique du sol à deux profondeurs¹⁰ : - 5 et -20 cm. Nous commençons les simulations avec un potentiel matriciel égal à la capacité au champ sur toute la profondeur du profil ($h = -100$ hPa) afin d'éviter les écoulements gravitaires dès le premier jour.

¹⁰ Les profondeurs de -5 et -20 cm sont déterminées à partir de l'analyse de sensibilité des profils de masses volumiques simulées par COMPSOIL aux différentes discrétisations possibles de la masse volumique initiale du profil de sol (Annexe B). Les meilleurs résultats étant obtenus avec une discrétisation du profil en deux horizons de 0 à 10, puis de 10 à 30 cm de profondeur. Nous observons les teneurs en eau moyennes de chaque horizon à -5, puis à -20 cm de profondeur.

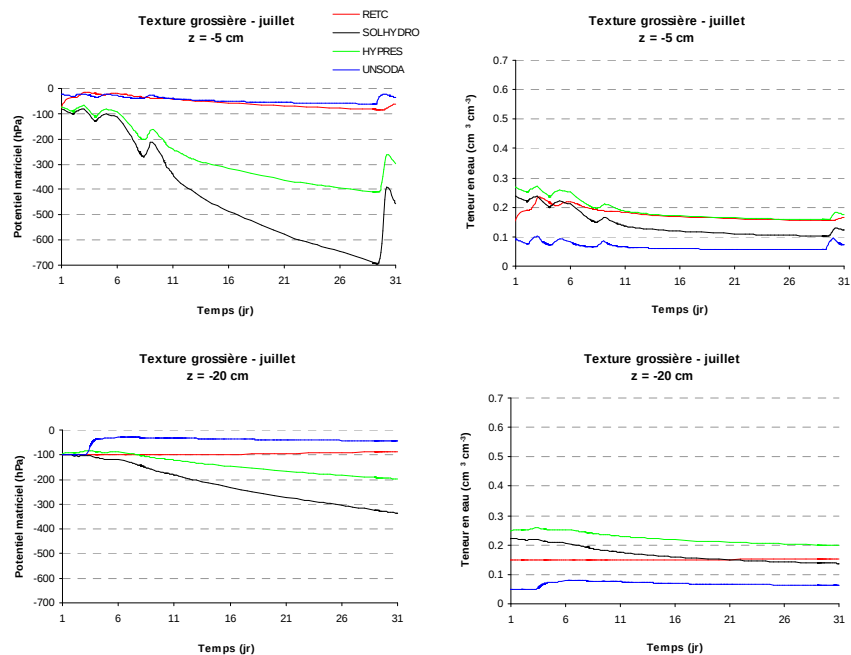


Figure 35 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture grossière pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002

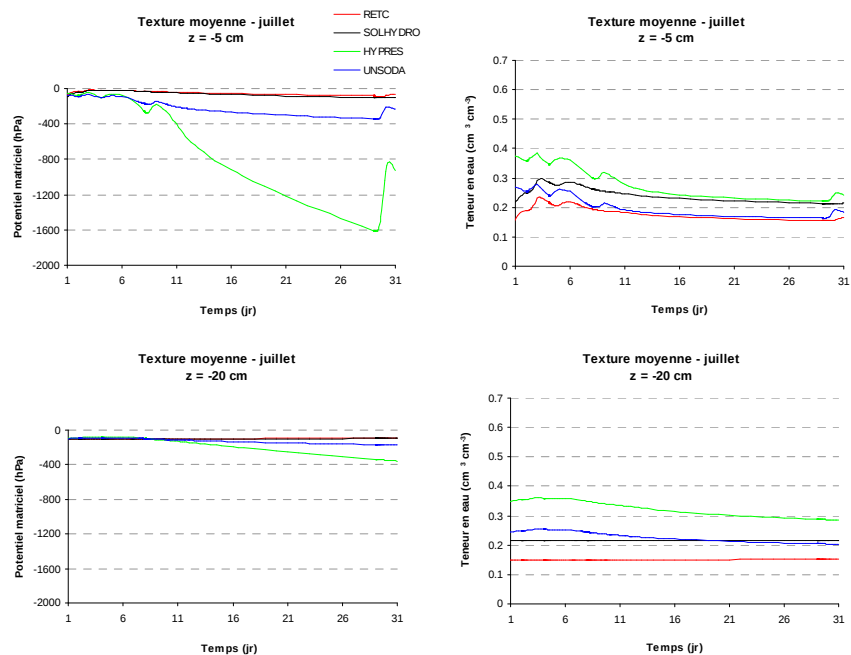


Figure 36 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.

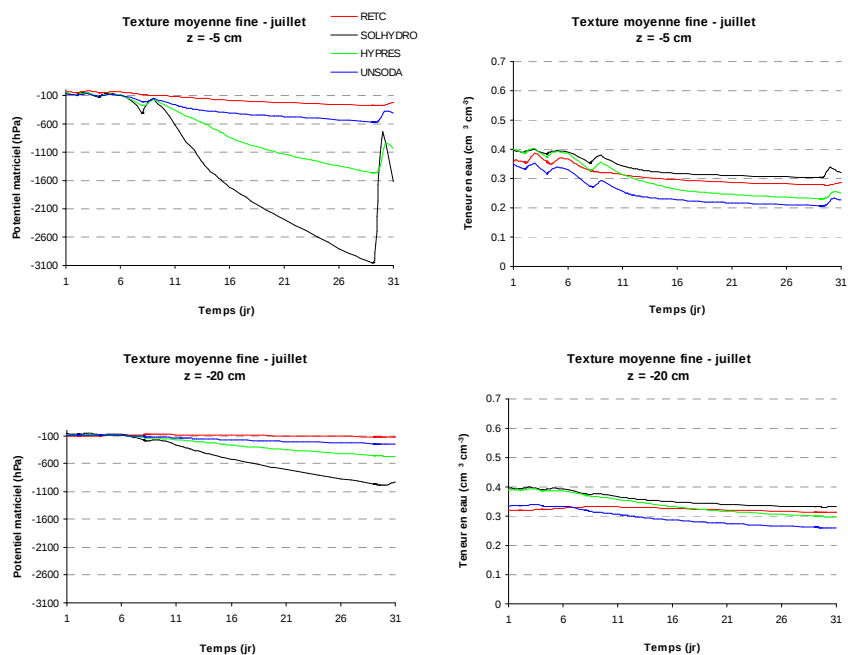


Figure 37 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.

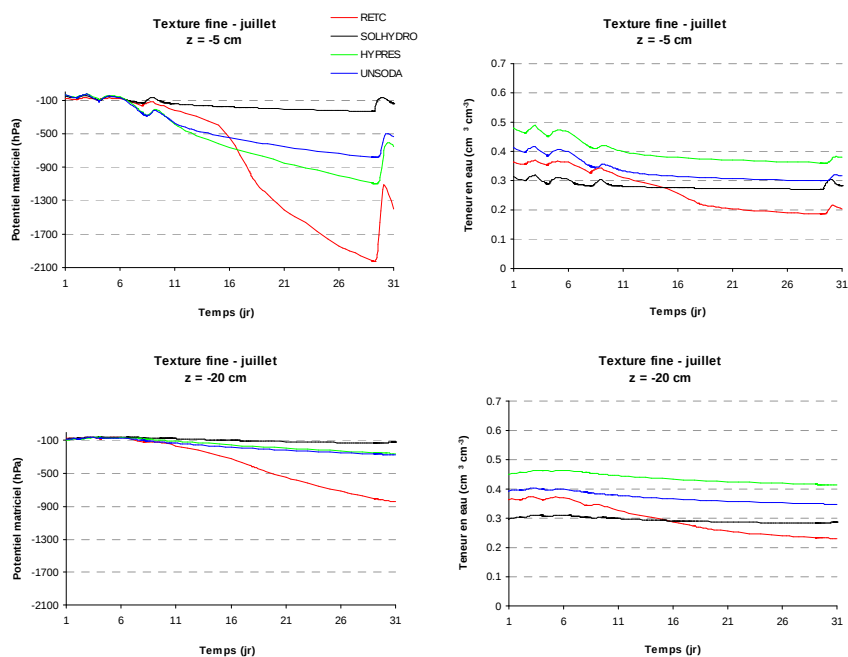


Figure 38 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.

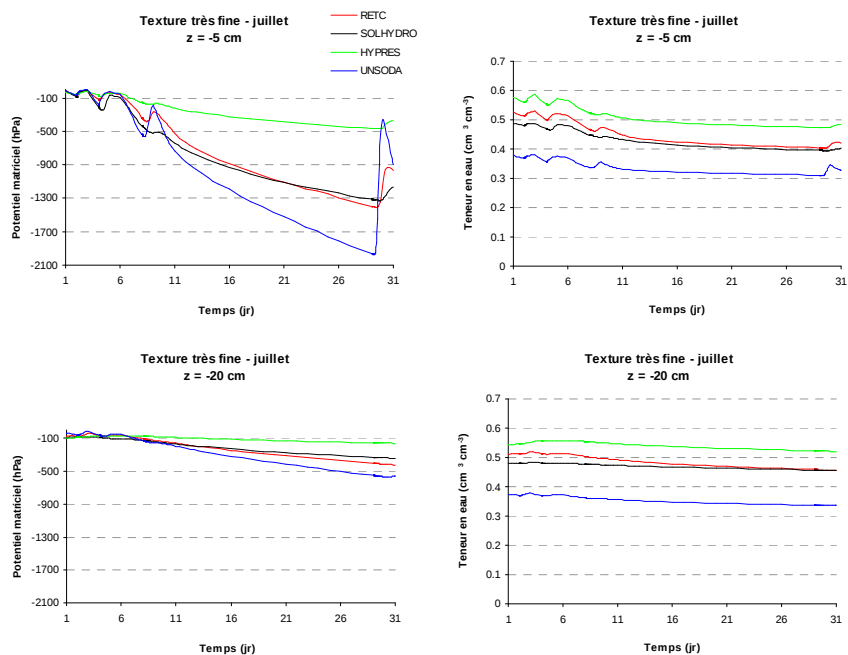


Figure 39 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture très fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.

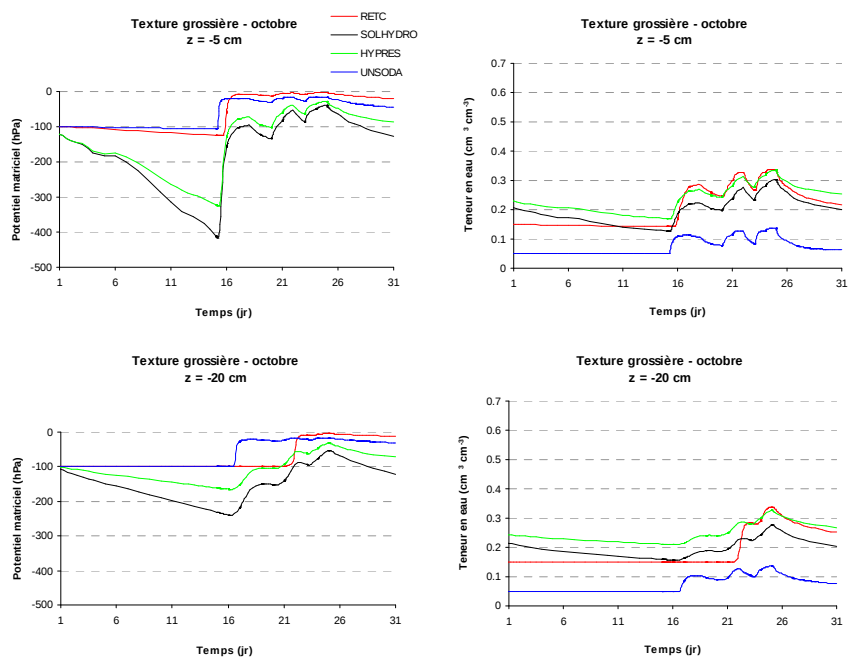


Figure 40 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture grossière pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.

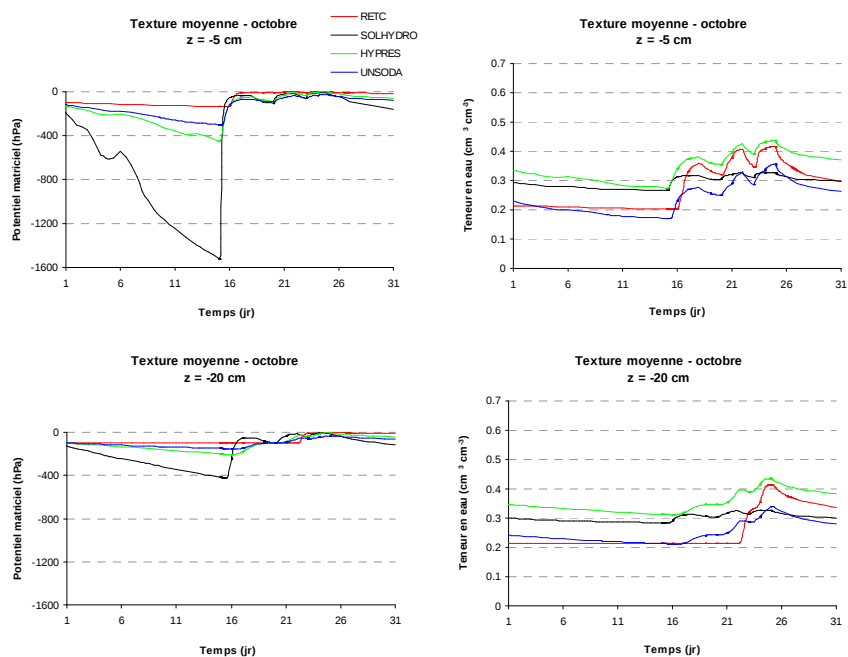


Figure 41 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.

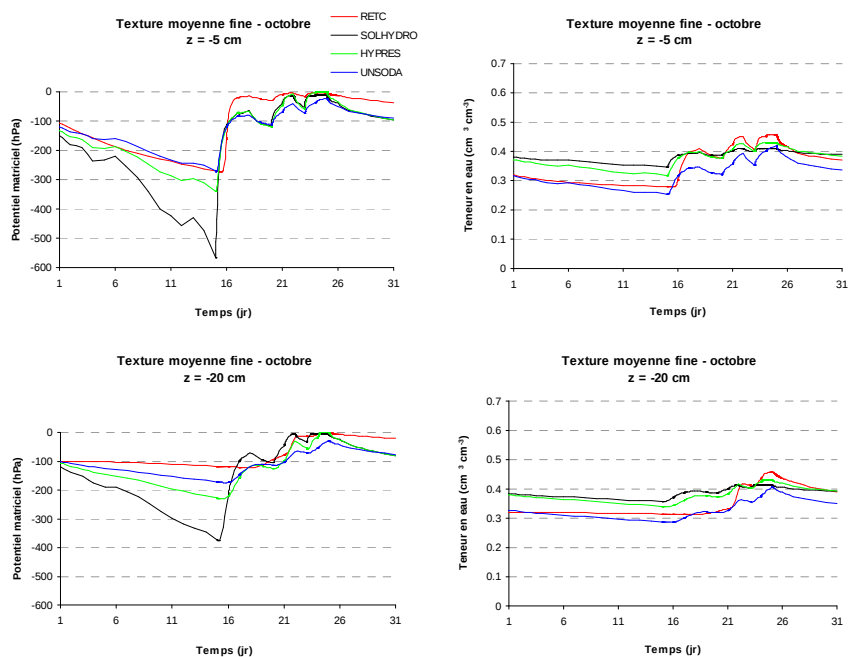


Figure 42 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.

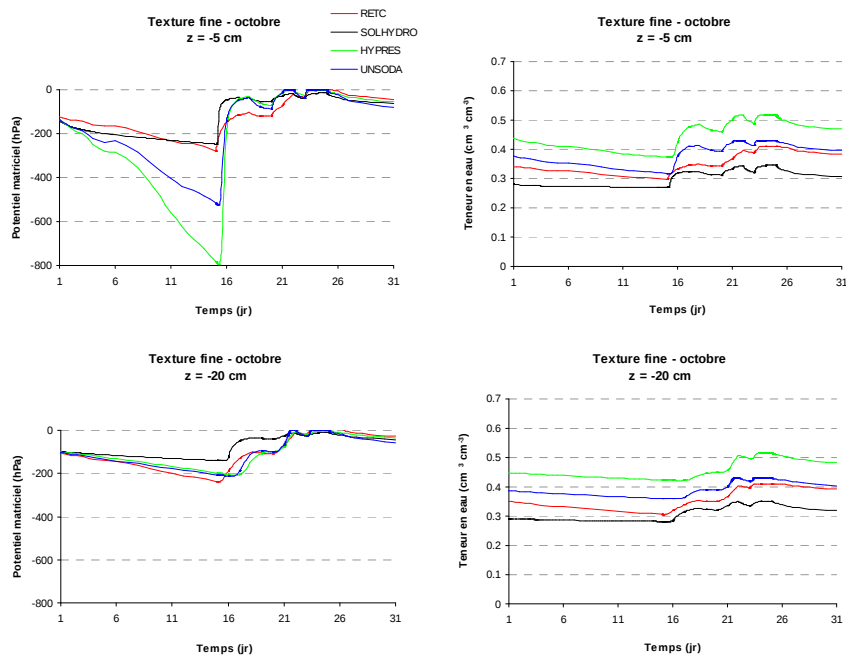


Figure 43 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.

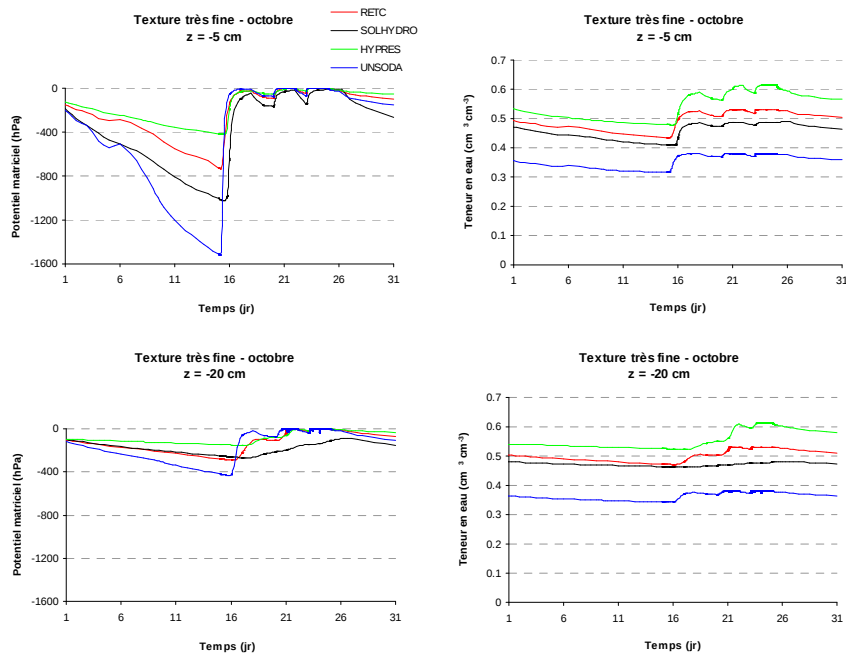


Figure 44 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture très fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.

Nous analysons les comportements des sols selon les quatre paramétrages en fonction des conditions climatiques. On distingue trois grandes périodes au cours des mois de juillet et d'octobre 2002 :

- deux périodes sans pluie du 10 au 29 juillet et du 1^{er} au 15 octobre où nous nous attendons à observer une teneur en eau du sol et un potentiel matriciel élevés,

- une période pluvieuse du 16 au 27 octobre où nous nous attendons à observer une diminution de la teneur en eau du sol et du potentiel matriciel.

L'analyse qui suit est basée sur la capacité des quatre paramétrages à reproduire un comportement hydrique similaire les uns par rapport aux autres.

Entre le 10 et le 29 juillet

Cette période concerne les figures 35 à 39. On observe un comportement hydrique des sols obtenu avec le paramétrage *RETC* qui se distingue de ceux obtenus avec les paramétrages *SOLHYDRO*, *HYPRES*. Le paramétrage *RETC* engendre une très faible évaporation des sols de texture grossière, moyenne et moyenne fine (la variation du potentiel et de la teneur en eau peut atteindre 200 hPa et $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ respectivement) alors que les trois autres paramétrages évaporent sur toute la profondeur du profil. Puis, concernant les textures fine et très fine, le processus s'inverse : le paramétrage *RETC* évapore davantage sur toute la profondeur du profil (la variation du potentiel et de la teneur en eau peut atteindre 2000 hPa et $0,15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ respectivement) par rapport aux paramétrages *SOLHYDRO*, *HYPRES*. Le paramétrage *UNSODA* simule un fonctionnement étrange pour la texture grossière car la période d'évaporation intense du 10 au 29 juillet ne se différencie pas vraiment de la période d'accumulation d'eau du 1^{er} au 9 juillet.

Entre le 1er et le 15 octobre

Cette période concerne les figures 40 à 44. On observe que le paramétrage *RETC*, là encore, ne permet pas d'observer une évaporation pour les textures grossière et moyenne, de même qu'à 20 cm de profondeur pour la texture moyenne fine. Le paramétrage *UNSODA* ne permet pas d'évaporer également pour la texture grossière.

Concernant les textures fine et très fine, l'évaporation est relativement faible pour les paramétrages *SOLHYDRO*, *HYPRES* et *UNSODA* (allant parfois jusqu'à être quasi nulle pour le paramétrage *SOLHYDRO*). Tandis que le paramétrage *RETC* évapore davantage (même effet textural qu'entre le 10 et le 29 juillet).

Entre le 16 et le 27 octobre

Cette période concerne les figures 40 à 44. Tous les paramétrages permettent à HYDRUS-1D de simuler une accumulation en eau dans le sol. Nous avons une remarque, tout de même, au niveau des paramétrages *RETC* où les variations climatiques journalières ont très peu d'effets sur la variation du potentiel matriciel.

Les quatre paramétrages aboutissent à différents ordres de grandeur de teneur en eau. Généralement, le paramétrage *HYPRES* donne des teneurs en eau élevées alors que le paramétrage *UNSODA* donne des teneurs en eau plus faibles. Les effets sont notamment très prononcés pour les textures grossière et

très fine où la différence entre les deux paramétrages peut donner lieu à des différences de teneur en eau d'environ 20 % (phénomène déjà observé avec l'analyse des courbes de rétention en eau volumique, figure 28 dans la partie III.1.1.), tandis que les paramétrages *RETC* et *SOLHYDRO* donnent des teneurs en eau d'un ordre de grandeur intermédiaire.

Globalement, les paramétrages *SOLHYDRO* et *HYPRES* présentent un fonctionnement hydrique en adéquation avec les variations climatiques. Le paramétrage *UNSODA* pour les sables (texture grossière) engendre très peu d'effets sur le régime hydrique dû à l'évaporation du sol. Le paramétrage *RETC* présente un fonctionnement contradictoire avec la teneur en argile en termes d'évaporation. Nous souhaitons aller plus loin dans la démarche d'évaluation des paramétrages.

Nous possédons plusieurs suivis hydriques réalisés sur le sol de Mons (Station expérimentale de l'Inra) que nous souhaitons comparer aux simulations des quatre paramétrages disponibles d'HYDRUS-1D pour un sol de texture moyenne fine.

III.1.2.b Les teneurs en eau calculées pour le sol de Mons

Nous souhaitons comparer les différents paramétrages d'HYDRUS-1D avec les mesures des suivis hydriques réalisés sur le sol de Mons pendant les années culturales 1990-1991, 1991-1992 et 1993-1994. Pour chacune des années culturales nous connaissons la pluie, l'ETP journalière et les teneurs en eau massiques des horizons 0-30 cm et 30-60 cm.

Nous paramétrons HYDRUS-1D avec les quatre paramétrages *RETC*, *SOLHYDRO*, *HYPRES* et *UNSODA* correspondant à la texture moyenne fine ou Silt Loam (pour les textures USDA). Cette fois-ci, nous paramétrons le profil de sol avec les paramètres de surface et de profondeur car nous possédons des observations dans ces deux horizons. La teneur en eau initiale d'HYDRUS-1D correspond à la première mesure de chaque suivi hydrique.

Pour évaluer les résultats des différents paramétrages nous calculons le coefficient de corrélation (r), les erreurs moyennes absolues (MAE) et quadratiques (RMSE) entre les teneurs en eau mesurées et simulées :

$$r = \frac{\sum_1^n (O - \bar{O}) \cdot (S - \bar{S})}{\sqrt{\sum_1^n (O - \bar{O})^2} \cdot \sqrt{\sum_1^n (S - \bar{S})^2}} \quad [21]$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_1^n |O - S| \quad [22]$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^n (O - S)^2} \quad [23]$$

où O et S désignent respectivement les données observées et simulées, $\bar{O}$ et $\bar{S}$ désignent respectivement la moyenne des données observées et la moyenne des données simulées.

La figure 45 présente le coefficient de corrélation entre les observations et les simulations de chaque paramétrage. L'analyse de corrélation est réalisée sur 51 observations. Les résultats de la MAE et de la RMSE sont présentés dans le tableau 24.

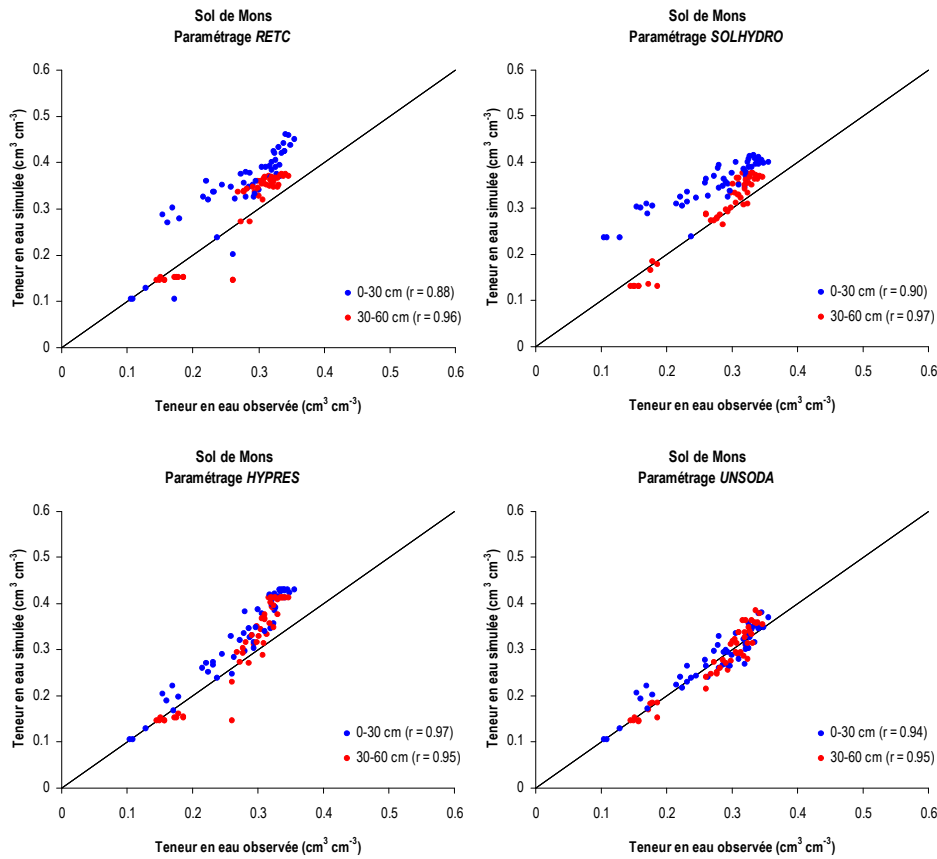


Figure 45 : Teneurs en eau observées (N = 51) et Simulées par HYDRUS-1D avec quatre paramétrages différents (RETC, SOLHYDRO, HYPRES et UNSODA) sur le sol de Mons pendant les années climatiques 1990-1991, 1991-1992 et 1993-1994.

	<i>RETC</i>		<i>SOLHYDRO</i>		<i>HYPRES</i>		<i>UNSODA</i>	
	0-30 cm	30-60 cm	0-30 cm	30-60 cm	0-30 cm	30-60 cm	0-30 cm	30-60 cm
MAE	0,08	0,04	0,08	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02
RMSE	0,08	0,05	0,08	0,03	0,06	0,06	0,02	0,02

Tableau 24 : Erreur moyenne absolue (MAE) et racine carrée moyenne des erreurs quadratiques (RMSE) entre les teneurs en eau observées et simulées sur le sol de Mons pour quatre paramétrages différents d'HYDRUS-1D.

Quel que soit le paramétrage pour la texture moyenne fine, les simulations sont relativement bien corrélées aux observations. Le coefficient de corrélation le plus faible est de 0,88 (*RETC*) et le plus élevé est de 0,97 (*SOLHYDRO* et *HYPRES*).

Les paramétrages *SOLHYDRO* et *HYPRES* de la texture moyenne fine ont donc une meilleure faculté à prévoir les variations de la teneur en eau en fonction du temps.

En revanche, les valeurs de MAE (tableau 24) nous montrent que leurs estimations sont déviées de 0,02 à 0,08 cm³ cm⁻³ pour *SOLHYDRO* et de 0,03 à 0,05 cm³ cm⁻³ pour *HYPRES*.

Le paramétrage *UNSODA* présente un coefficient de corrélation élevé et des biais très faibles, de l'ordre de 0,02. Quant au paramétrage *RETC* de la texture moyenne fine, il est celui qui donne de moins bons résultats.

Le paramétrage *UNSODA* de la texture moyenne fine simule une teneur en eau relativement proche des observations. Cependant, nous ne pouvons pas vérifier si c'est le cas pour la texture grossière. Or, au cours de l'analyse du fonctionnement hydrique du paramétrage *UNSODA* (figure 35), nous avons observé qu'il engendrait un fonctionnement hydrique allant à l'encontre de nos attentes pour la texture grossière.

III.1.3. Conclusion : choix du paramétrage pour HYDRUS-1D

Nous devons choisir un paramétrage d'HYDRUS-1D adéquat pour prédire la teneur en eau journalière de tous les sols français. Dans l'ensemble, les quatre paramétrages *RETC*, *SOLHYDRO*, *HYPRES* et *UNSODA* ont une bonne faculté à prédire la teneur en eau du sol limoneux de Mons. Nous ne possédons pas de suivi hydrique pour des sols de texture argileuse ou sableuse. Etant donné que les simulations d'HYDRUS-1D serviront pour prédire les teneurs en eau de tous les sols français, le suivi hydrique de Mons est utilisé uniquement pour confirmer notre choix de paramétrage suite à l'analyse du fonctionnement hydrique des sols. Nous faisons donc notre choix en fonction de différents critères qui sont présentés par ordre d'importance :

- la faculté du paramétrage à prédire la teneur en eau de tous les types de sols,
- la faculté du paramétrage à prédire les variations de la teneur en eau du sol,
- la faculté du paramétrage à estimer avec précision la teneur en eau du sol de texture moyenne fine.

Le paramétrage *RETC* (réalisé à partir des sols de la base HYMEC) est celui auquel on accorde le plus d'importance car les propriétés mécaniques des sols (décrit plus tard dans la partie III.3.) sont estimées à partir des sols de la base HYMEC. Il nous est malheureusement impossible de choisir ce paramétrage car il prend très peu en compte les périodes d'évaporation du sol pour les sables (texture grossière) et les limons (textures moyenne et moyenne fine). Ce résultat est d'ailleurs confirmé par la confrontation aux suivis hydriques de Mons où les simulations avec le paramétrage *RETC* surestiment la teneur en eau du sol en surface ($MAE = 0,08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

Le paramétrage *UNSODA* engendre également un fonctionnement hydrique très peu influencé par l'évaporation des sols sableux (texture grossière). Il n'est malheureusement pas possible de l'observer avec le suivi hydrique de Mons, pour lequel le paramétrage *UNSODA* a les meilleurs résultats, aussi bien en surface qu'en profondeur ($MAE = 0,02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ et $RMSE = 0,02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Etant donné que nous privilégions un paramétrage qui soit adapté à tous les types de sol, nous ne souhaitons pas utiliser le paramétrage *UNSODA*.

Les paramétrages *SOLHYDRO* et *HYPRES* engendrent un fonctionnement hydrique qui réagit très bien aux forçages climatiques et ce, pour toutes les textures présentes dans la BDGSF. Lors de notre analyse entre les teneurs en eau mesurées et simulées au cours du suivi hydrique du sol de Mons, on observe que le paramétrage de *SOLHYDRO* en surface surestime davantage la teneur en eau des sols que le paramétrage *HYPRES* ($MAE = 0,08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ pour *SOLHYDRO*, contre $MAE = 0,05 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ pour *HYPRES*).

Nous choisissons ainsi de simuler le fonctionnement hydrique des sols français en utilisant le modèle HYDRUS-1D paramétré avec le paramétrage *HYPRES*, c'est-à-dire avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999).

III.2. Amélioration du paramétrage hydrique de STICS

Nous souhaitons améliorer le paramétrage hydrique de STICS, et plus particulièrement l'estimation de ses paramètres d'entrée sol. Certains paramètres ont déjà été estimés mais il nous est apparu important d'améliorer leur estimation de manière homogène sur un même jeu de données.

Ces paramètres d'entrée Sol ne sont pas tous directement mesurables in situ et doivent être estimés pour les 900 UTS de la BDGSF ce qui nécessite la mise en œuvre du regroupement des sols de même fonctionnement hydrique dans la BDGSF et la mise en œuvre de procédures d'estimation particulières.

III.2.1. Définition des unités de sol pour estimer les paramètres hydriques de STICS

Nous souhaitons calculer la teneur en eau des sols au cours du temps à l'aide du modèle STICS pour l'ensemble des sols français. Pour cela, nous avons besoin de connaître les paramètres d'entrée Sol de STICS des 900 UTS présentes en France. Parmi les données décrivant les UTS, la texture et l'épaisseur des horizons sont les critères permettant de décrire le fonctionnement hydrique du sol. Or, considérant les données dont nous disposons, nous remarquons que parmi ces UTS, plusieurs d'entre elles sont constituées d'horizons de texture et d'épaisseurs relativement proches. Nous regroupons donc les UTS pour obtenir de grands ensembles de sols dont le fonctionnement hydrique est identique. Le regroupement est effectué sur les quatre critères suivants :

- la texture de surface (0-30 cm),
- la texture de profondeur (> 30 cm),
- la profondeur de changement de texture,
- la profondeur du profil de sol (140 cm maximum).

Ce regroupement permet de déterminer 96 grandes classes d'UTS (appelées SUTS), présentées dans le tableau 25.

n° SUTS	Fréquence	Superficie en France (km²)	Texture				Epaisseur des horizons des SUTS (cm)			
			H1	H2	H3	H4	H1	H2	H3	H4
1	13	5675	Grossière	Grossière	-	-	10	20	0	0
2	2	113	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	10	0
3	31	13349	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	20	0
4	18	15075	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	40	0
5	23	10097	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	50	0
6	29	14865	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	90	0
7	1	4	Grossière	Grossière	Grossière	Grossière	10	20	20	30
8	1	7	Grossière	Grossière	Grossière	Grossière	10	20	20	70
9	1	60	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	10
10	1	541	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	20
11	2	249	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	30
12	5	2246	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	70
13	3	1585	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	90
14	5	423	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	40	50
15	1	524	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	40	70
16	1	165	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	70	20
17	5	3440	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	70	40
18	1	43	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	10	20	20	30
19	1	161	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	10	20	20	70
20	1	715	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	10	20	40	50
21	2	13	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	20	0
22	1	1601	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	40	0
23	1	5	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	50	0
24	1	70	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	90	0
25	27	9378	Grossière	-	-	-	10	0	0	0
26	21	13958	Moyenne	Moyenne	-	-	10	20	0	0
27	1	32	Moyenne	Moyenne	Grossière	-	10	20	10	0
28	1	0	Moyenne	Moyenne	Grossière	-	10	20	50	0
29	8	1162	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	10	0
30	66	52945	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	20	0
31	53	51707	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	40	0
32	68	29065	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	50	0
33	75	50965	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	90	0
34	11	9124	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	110	0
35	1	131	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Grossière	10	20	40	50
36	2	33	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Grossière	10	20	70	20
37	1	5	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne	10	20	40	50
38	1	45	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne	10	20	70	40
39	1	145	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	10	20	20	10
40	3	146	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	10	20	40	50
41	1	361	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	10
42	8	2207	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	20
43	9	2730	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	30
44	26	17041	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	70
45	5	1708	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	90
46	3	762	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	40	10
47	10	9603	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	40	50
48	1	42	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	40	70
49	1	576	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	70	40
50	1	548	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	-	10	20	90	0
51	2	448	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	20	0
52	2	250	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	40	0
53	11	2709	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	50	0
54	3	462	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	90	0

n° SUTS	Fréquence	Superficie en France (km²)	Texture				Epaisseur des horizons des SUTS (cm)			
			H1	H2	H3	H4	H1	H2	H3	H4
55	1	1	Moyenne	Moyenne	Très fine	-	10	20	90	0
56	31	15486	Moyenne	-	-	-	10	0	0	0
57	10	4330	Moy. fine	Moy. fine	-	-	10	20	0	0
58	1	5	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	10	20	10	0
59	1	0	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	10	20	40	0
60	1	1	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	10	20	110	0
61	3	18	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	10	0
62	30	31990	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	20	0
63	18	4416	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	40	0
64	28	24438	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	50	0
65	42	28499	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	90	0
66	11	20953	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	110	0
67	1	41	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	10	20	20	30
68	2	146	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	10
69	1	942	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	30
70	3	2109	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	70
71	2	3898	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	90
72	2	460	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	40	50
73	2	276	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	70	20
74	3	1202	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	70	40
75	2	353	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Très fine	10	20	20	30
76	4	4123	Moy. fine	Moy. fine	Fine	-	10	20	50	0
77	1	196	Moy. fine	Moy. fine	Fine	-	10	20	90	0
78	7	1468	Moy. fine	-	-	-	10	0	0	0
79	3	4823	Fine	Fine	-	-	10	20	0	0
80	1	1	Fine	Fine	Moyenne	-	10	20	10	0
81	15	6920	Fine	Fine	Fine	-	10	20	20	0
82	10	2185	Fine	Fine	Fine	-	10	20	40	0
83	52	33359	Fine	Fine	Fine	-	10	20	50	0
84	12	5925	Fine	Fine	Fine	-	10	20	90	0
85	1	1021	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	20	30
86	1	722	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	20	70
87	1	581	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	40	10
88	1	1203	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	70	40
89	2	436	Fine	Fine	Fine	Moy. fine	10	20	40	10
90	1	14	Fine	Fine	Fine	Moy. fine	10	20	70	20
91	9	5827	Fine	Fine	Fine	Très fine	10	20	20	30
92	2	487	Fine	Fine	Très fine	-	10	20	40	0
93	2	608	Fine	Fine	Très fine	-	10	20	50	0
94	4	1728	Fine	-	-	-	10	0	0	0
95	3	113	Très fine	Très fine	Très fine	-	10	20	90	0
96	17	3395	sols organiques ou affleurements rocheux				0	0	0	0

Tableau 25 : Les 96 SUTS issues du regroupement des 900 UTS de la BDGSF.

Cependant, même si ce regroupement a permis de diviser d'un facteur dix le nombre d'unités dont il faut estimer les propriétés mécaniques et hydriques, celui-ci reste important. Or, nous observons d'une part, que plusieurs SUTS ont une fréquence d'apparition relativement faible (2^{ème} colonne du tableau 25) et nous considérons d'autre part, que les variations d'épaisseur faibles auront peu d'incidences sur les estimations des propriétés hydriques. C'est pourquoi nous décidons d'affiner davantage le regroupement des 96 SUTS et nous définissons 37 grandes classes de SUTS (appelées SSUTS).

La figure 46 illustre la méthode employée pour définir une SSUTS. L'exemple 1 montre deux SUTS de texture identique : le troisième horizon de la SUTS 3 fait 20 cm d'épaisseur alors que le troisième horizon de la SUTS 4 fait 40 cm d'épaisseur. Nous définissons donc une SSUTS qui présente un

troisième horizon de 30 cm d'épaisseur. L'exemple 2 montre la procédure de regroupement des SUTS dans le cas où deux SUTS diffèrent par l'apparition de changement de texture (50 cm et 70 cm) et par l'épaisseur (10 cm et 50 cm de l'horizon de texture moyenne fine). Nous définissons donc une SSUTS où la profondeur d'apparition de l'horizon de texture moyenne fine est de 60 cm et son épaisseur de 40 cm. L'épaisseur étant plus proche de la SSUTS d'origine dont la fréquence est la plus élevée. Ainsi, nous définissons 37 SSUTS (tableau 26) qui sont chacune caractérisée par un comportement hydrodynamique différent.

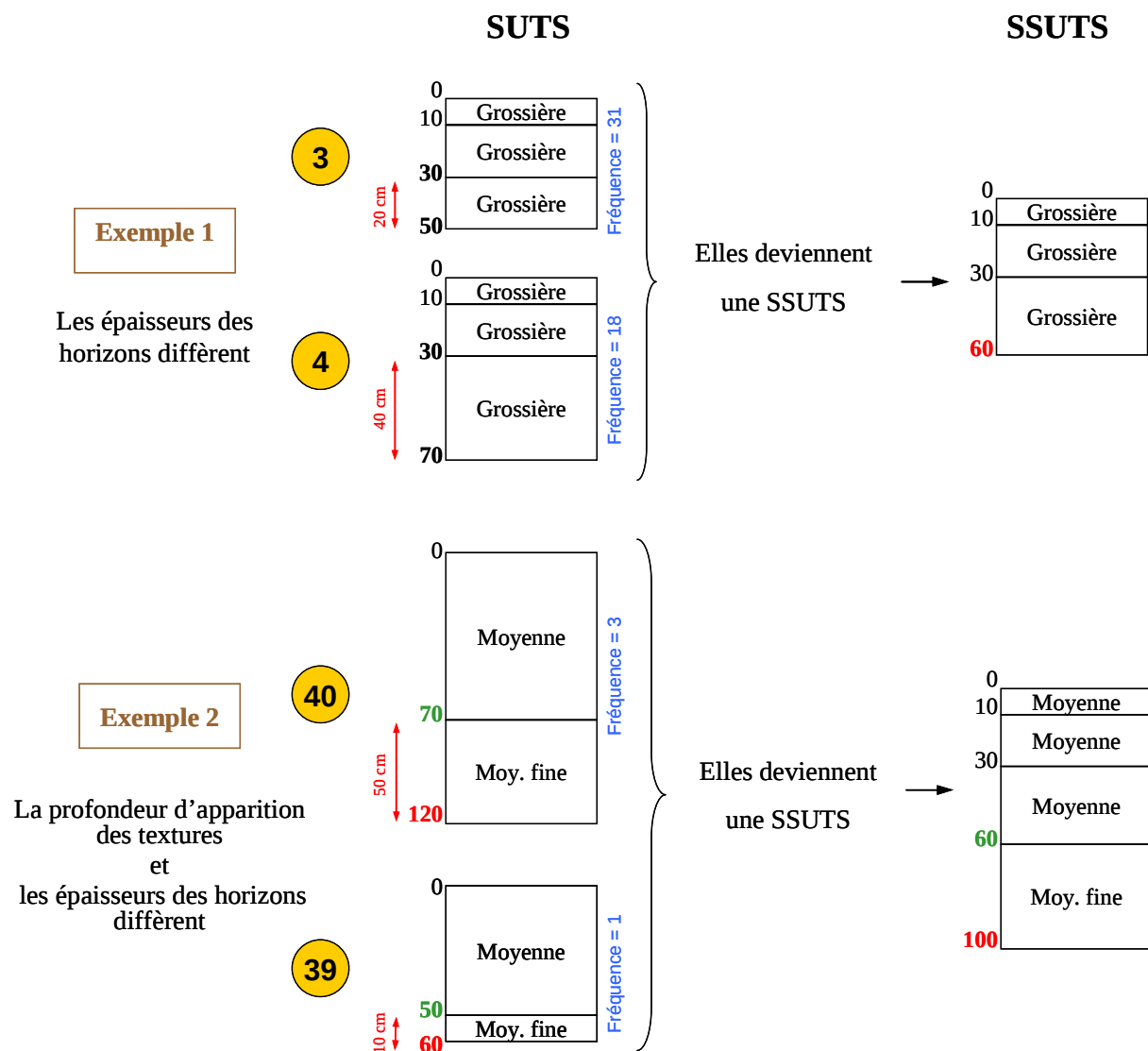


Figure 46 : Exemples de regroupement des 96 SUTS en 37 SSUTS.

Nous redécoupons également l'horizon de surface en deux horizons : un de 0 à 10 cm, l'autre de 10 à 30 cm. De même, lorsque les horizons de profondeur ont une épaisseur supérieure à 40 cm, ceux-ci ont également été redécoupés en horizons d'épaisseur moindres ne dépassant jamais 40 cm. Cela a été

réalisé suite aux travaux de K. Saffih-Hdadi d'évaluation de la sensibilité du modèle COMPSOIL à la variation de la discrétisation de la masse volumique initiale du sol (annexe B).

SSUTS	Epaisseur horizon 1 (cm)	Epaisseur horizon 2 (cm)	Epaisseur horizon 3 (cm)	Epaisseur horizon 4 (cm)	Epaisseur horizon 5 (cm)	Texture horizon 1 (0-30 cm)	Texture horizon 2 (0-30 cm)	Texture horizon 3 (> 30 cm)	Texture horizon 4 (> 30 cm)	Texture horizon 5 (> 30 cm)
1	10	20	30	0	0	Grossière	Grossière	Grossière	-	-
2	10	20	0	0	0	Grossière	Grossière	-	-	-
3	10	20	40	50	0	Grossière	Grossière	Moyenne	Moyenne	-
4	10	20	30	40	0	Grossière	Grossière	Grossière	Grossière	-
5	10	20	30	40	0	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	-
6	10	20	30	40	0	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	-
7	10	20	30	0	0	Grossière	Grossière	Moyenne	-	-
8	10	20	0	0	0	Moyenne	Moyenne	-	-	-
9	10	20	30	0	0	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	-
10	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-
11	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Grossière	-
12	10	20	30	20	0	Moyenne	Moyenne	Grossière	Grossière	-
13	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	-
14	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	-
15	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	Moy. fine	-
16	10	20	30	0	0	Moyenne	Moyenne	Fine	-	-
17	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Fine	Fine	-
18	10	20	30	40	0	Moyenne	Moyenne	Très fine	Très fine	-
19	10	20	0	0	0	Moy. fine	Moy. fine	-	-	-
20	10	20	30	0	0	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	-
21	10	20	30	40	0	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	Moyenne	-
22	10	20	30	0	0	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	-
23	10	20	30	40	0	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-
24	10	20	20	30	0	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-
25	10	20	30	40	0	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	-
26	10	20	30	40	0	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Très fine	-
27	10	20	30	40	0	Moy. fine	Moy. fine	Fine	Fine	-
28	10	20	0	0	0	Fine	Fine	-	-	-
29	10	20	30	0	0	Fine	Fine	Fine	-	-
30	10	20	30	40	0	Fine	Fine	Fine	Fine	-
31	10	20	30	40	0	Fine	Fine	Fine	Moyenne	-
32	10	20	20	30	0	Fine	Fine	Fine	Très fine	-
33	10	20	30	20	0	Fine	Fine	Très fine	Très fine	-
34	10	20	10	0	0	Fine	Fine	Moyenne	-	-
35	10	20	40	10	0	Fine	Fine	Fine	Moy. fine	-
36	10	20	30	40	20	Fine	Fine	Fine	Fine	Moy. fine
37	10	20	30	60	0	Très fine	Très fine	Très fine	Très fine	-

Tableau 26 : Description des 37 SSUTS.

III.2.2. Estimation des paramètres de STICS

Nous rappelons que nous devons estimer, pour les 37 SSUTS, les paramètres d'entrée de STICS qui pilotent le fonctionnement hydrique des sols dans STICS. La méthode classique d'estimation de paramètres de modèles est d'utiliser des données mesurées pour établir des fonctions de pédotransfert (Le Bas *et al.*, 2005). Mais dans notre cas, ces paramètres ne peuvent être mesurés in situ. Il est donc très difficile d'obtenir des valeurs de référence qui permettraient d'établir de telles fonctions surtout pour tous les sols français. Nous allons donc développer une méthode basée sur l'inversion du modèle STICS à partir des valeurs de teneur en eau simulées par HYDRUS-1D.

III.2.2.a Méthodologie

Nous souhaitons estimer les paramètres d'entrée Sol de STICS qui caractérisent le fonctionnement hydrique d'un sol sans l'influence des prélèvements en eau dus aux plantes. Il s'agit des paramètres q_0 , $cfes$, $zesx$ et θ_r (à estimer pour chaque type de sol) et des paramètres infil, DAF, HMINF et HCCF (à estimer pour chaque horizon de chaque type de sol).

Ces paramètres interviennent dans les processus d'humectation et de dessiccation des sols. Ces processus évoluent très rapidement et peuvent varier d'un jour à l'autre en fonction des aléas climatiques. Les processus évoluent également de manière très contrastée en fonction des saisons (période humide ou sèche). Il est donc important que ces paramètres soient estimés à partir d'une variable dont on connaît la variation à un pas de temps journalier. Nous décidons donc d'ajuster le fonctionnement hydrique simulé par STICS au fonctionnement hydrique journalier des sols. Cela revient à utiliser STICS en système inverse en lui imposant la teneur en eau qui évolue dans le temps de chaque horizon. Nous devons, pour cela, disposer de suivis hydriques journaliers en sol nu (pour éviter les incertitudes liées aux prélèvements racinaires).

Nous ne disposons pas de mesures de suivi de la teneur en eau au cours du temps pour les 37 SSUTS. Nous décidons donc de simuler l'évolution de la teneur en eau au cours du temps avec un autre modèle, le modèle HYDRUS-1D.

Selon les paramètres à estimer nous utilisons quatre méthodes d'estimation¹¹ :

- l'estimation de θ_r est estimée par une fonction de pédotransfert tenant compte de la teneur en argile moyenne pour les cinq textures de la BDGSF. Nous utilisons, pour cela, la teneur en argile au centre de gravité des cinq classes du triangle des textures (tableau 12).

¹¹ Quelques essais ont été réalisés, en amont des estimations finales, pour évaluer les performances du module d'optimisation de STICS. Il consistait à estimer q_0 , $cfes$, $zesx$, infil et HCCF séparément par inversion manuelle, puis de les estimer simultanément par optimisation. Dans le cas de l'inversion manuelle, nous avons utilisé un scénario climatique très sec pour estimer q_0 , $cfes$ et $zesx$ et très humide pour estimer infil et HCCF. Ensuite, les meilleurs résultats de l'inversion manuelle étaient utilisés pour devenir les valeurs initiales de l'optimisation. L'optimisation ajustait les simulations de STICS sur deux simulations d'HYDRUS-1D, une en climat très sec et l'autre en climat très humide. Concernant l'estimation d'infil, les résultats n'ont pas été concluants car le module d'optimisation convergait toujours vers la valeur initiale d'infil. Le module d'optimisation ajustait les teneurs en eau de STICS sans ajuster le paramètre infil. Les valeurs de q_0 , $cfes$, $zesx$ et HCCF étaient donc biaisées.

Suite à cela, nous avons décidé d'estimer q_0 et $zesx$ par calcul direct car le modèle HYDRUS-1D fournit la teneur en eau du sol et le cumul de l'évaporation, deux variables qui permettent de connaître q_0 et $zesx$. En revanche, il est beaucoup plus difficile d'estimer HCCF et infil avec les sorties d'HYDRUS-1D car la valeur de HCCF n'est pas clairement définie (elle oscille entre -100 et -330 hPa) et nous ne savons pas comment estimer un paramètre issu d'un système à réservoir (infil) avec un fonctionnement hydrique issu de l'équation de transfert de Richards.

- l'estimation par calcul direct consiste à utiliser directement les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999) pour estimer les paramètres DAF et HMINF ;
- l'estimation par calcul indirect consiste à utiliser les simulations d'HYDRUS-1D, paramétré avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999) sous le climat de Versailles 2002. Le calcul indirect permet d'estimer les paramètres q_0 et z_{esx} ;
- enfin, l'estimation par inversion du modèle STICS consiste à utiliser les simulations d'HYDRUS-1D, paramétré avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999) sous le climat de Versailles 2002. L'inversion de STICS permet d'estimer les paramètres c_{fes} , $infil$ et $HCCF$.

L'inversion du modèle STICS revient à considérer les teneurs en eau simulées avec HYDRUS-1D comme des "valeurs observées" puis à estimer la valeur optimale des paramètres d'entrée de STICS en minimisant l'écart entre les simulations de STICS et celles d'HYDRUS-1D. Le modèle STICS possède deux modules d'inversion : manuelle (méthode essai-erreur) ou automatique (optimisation). Afin d'assurer la convergence vers la solution, il est nécessaire d'imposer des bornes inférieures et supérieures. Ainsi le modèle STICS travaille dans une gamme de valeurs acceptables. Etant donné que nous choisissons d'utiliser les humidités journalières moyennes de chaque horizon comme valeurs observées, le nombre de variables de sortie varie avec le nombre d'horizons du sol.

● Outils statistiques d'inversion manuelle du modèle

STICS dispose d'un programme d'inversion manuelle du modèle codé en C. On définit un jeu de paramètres noté β_p où $p = 1$ à 10 valeurs. Il s'agit donc de p valeurs des paramètres c_{fes} , $infil$ et $HCCF$ qui varient avec le nombre d'horizons. On détermine des intervalles sur lesquels varient ces paramètres qui correspondent aux bornes inférieures et supérieures de ces paramètres. Un pas de discrétisation est choisi pour chaque paramètre sur leur intervalle de vie. Pour chaque jeu de paramètres, le module d'inversion de STICS minimise l'écart entre les teneurs en eau observées O_i et simulées S_i du jour i où $i = 1$ à n jours ($n = 365$ jours ou 366 jours en année bissextile). $\bar{O}$ est la valeur moyenne des teneurs en eau observées et n le nombre d'observations. Dans ce cas, STICS cherche à ajuster ses variables de sorties aux variables observées en minimisant la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne relative (RRMSE pour Relative Root Mean Square Error) à chaque pas de discrétisation. La normalisation par la moyenne des valeurs observées permet de minimiser l'impact des erreurs extrêmes et permet d'obtenir un nombre sans unité.

$$RRMSE = \frac{1}{(\overline{O})^2} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{n}} \quad [24]$$

- **Outils statistiques d'optimisation du modèle**

STICS dispose d'un programme d'optimisation du modèle codé également en C et basé sur la méthode du simplex (Nelder et Mead, 1965). Ce programme permet d'optimiser β_p paramètres sur une ou plusieurs variables en minimisant le critère statistique RRMSE (Eq. [24]). Puis STICS converge vers une solution lorsque la différence entre deux résultats consécutifs de ce critère est inférieure à 0,0001.

III.2.2.b Estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS

Certains paramètres d'entrée de STICS ont volontairement été fixés à une valeur unique, soit parce qu'ils sont difficiles à estimer pour tous les sols, soit parce qu'ils influencent peu la valeur des paramètres à estimer. Les valeurs uniques du paramétrage de STICS utilisées pour ce travail sont présentées dans le tableau 27.

Données d'entrée Sol		
Informations nécessaires pour le profil		
Norg	Teneur en azote organique du premier horizon (% pondéral)	0,1
calc	Teneur en CaCO ₃ du premier horizon (%)	0
albedo	Albédo du sol nu à l'état sec (-)	0,20
z0solnu	Rugosité du sol nu (m)	0,01
q0	Limite d'évaporation de la phase potentielle d'évaporation du sol (mm)	Estimé
zesx	Profondeur maximale du sol affectée par l'évaporation (cm)	Estimé
cfes	Paramètre de décroissance de l'évaporation en fonction de la profondeur (-)	Estimé
profhum	Profondeur d'humification (cm)	30 si épaisseur du profil > 30 cm, sinon 10 cm
concseuil	Concentration minimale du sol en NH ₄ (kg N ha ⁻¹ mm ⁻¹)	0
pH	pH (-)	7
ruisolnu	Fraction de la pluie ruisselée en conditions de sol nu (par rapport à la pluie totale)	0
obstarac	Profondeur d'un obstacle à l'enracinement (cm)	200
codерemontca	Activation des remontées capillaires	Pas activé
capiljour	Remontées capillaires (mm j ⁻¹)	0
humcapil	Teneur en eau minimale pour l'activation des remontées capillaires (g eau g sol ⁻¹)	0
codedrainage	Activation des calculs de drainage	Pas activé
Ecartdrain	Ecartement entre drains (cm)	0
Ksol	Conductivité hydraulique à saturation (cm j ⁻¹)	0
Profdrain	Profondeur des drains (cm)	0
profimper	Profondeur de l'horizon imperméable (cm)	0
codecailloux	Prise en compte des cailloux dans le bilan hydrique	Pas activé
codemacropore	Création d'un compartiment dans le bilan hydrique pour la macroporosité	Activé
codefente	Création d'un compartiment supplémentaire dans le bilan hydrique	Pas activé
codenitrif	Activation du calcul de la nitrification	Pas activé
vpotdenit	Vitesse potentielle de dénitrification (kg NO ₃ ha j ⁻¹ cm ⁻¹)	16
Informations nécessaires pour chaque horizon		
epc	Epaisseur des horizons	Estimé
HCCF	Teneur en eau à la capacité au champ (g g ⁻¹)	Estimé
HMINF	Teneur en eau minimale exploitable par la plante (g g ⁻¹)	Estimé
DAF	Masse volumique (g cm ⁻³)	Estimé
infil	Infiltrabilité à la base de chaque horizon (mm j ⁻¹)	Estimé
epd	Epaisseur de mélange de l'azote (cm)	-
cailloux	Teneur volumique en cailloux (%)	0
typecailloux	Type de cailloux : calcaires, graviers, silex, granits, autre	0
Données d'entrée Itinéraire Technique		
gpreco	Numéro du groupe variétal à choisir dans le fichier Plante	-
iplt	Jour julien de la date de semis	-
irecbutoir	Jour julien de récolte	-
Jul, qté	Jours et quantités d'eau apportées (mm)	-
Données Climat		
Latitude	Latitude de la station (degré)	48
Tmin	Température minimale journalière (°C)	Mesuré
Tmax	Température maximale journalière (°C)	Mesuré
Pluviométrie	Pluviométrie journalière (mm)	Mesuré
Rg	Rayonnement global journalier (MJ m ⁻² j ⁻¹)	Mesuré
Humair	Humidité de l'air (de 0 à 1)	Mesuré
Vent	Vitesse du vent (m s ⁻¹)	Mesuré
Paramètres d'initialisation		
Hinitf	Teneur en eau de chaque horizon au début de la simulation (% pondéral)	Estimé
NO3initf	Quantité d'azote nitrique de chaque horizon au début de la simulation (kg N ha ⁻¹)	0
densinitf	Densité racinaire de chaque horizon (cm cm ⁻³)	0
NH4initf	Quantité d'azote minéral de chaque horizon au début de la simulation (kg ha ⁻¹)	0

Tableau 27 : Paramétrage du modèle STICS utilisé pour l'estimation des paramètres par inversion.

Les tableaux 28 et 29 rappellent la méthode finalement adoptée pour estimer les paramètres d'entrée Sol de STICS.

Nom	Description	Méthode d'estimation
q0	limite d'évaporation de la phase potentielle d'évaporation du sol (mm)	calcul indirect
cfes	paramètre de décroissance de l'évaporation en fonction de la profondeur (-)	calcul inverse
zesx	profondeur maximale de sol affectée par l'évaporation (cm)	calcul indirect
argi	teneur en argile de la couche de surface (%)	centre de gravité-classe triangle FAO

Tableau 28 : Méthode d'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS nécessaire pour le profil.

Nom	Description	Méthode d'estimation
infil	infiltrabilité à la base de chaque horizon (mm j^{-1})	calcul inverse
DAF	masse volumique de chaque horizon (g cm^{-3})	calcul direct
HCCF	teneur en eau à la capacité au champ (g g^{-1})	calcul inverse
HMINF	teneur en eau minimale exploitable par la plante (g g^{-1})	calcul direct

Tableau 29 : Méthode d'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS nécessaire par horizon.

Les paramètres d'entrée de l'itinéraire technique ne sont pas activés puisque nous travaillons sur sol nu. Les paramètres d'entrée climatiques correspondent aux données mesurées à la station de Versailles pendant l'année 2002.

Les paramètres d'initialisation du modèle sont fixés à 0 pour ce qui concerne NO3initf, densinitial et NH4initf. En revanche, le paramètre Hinitf correspond à la teneur en eau à un potentiel de -100 hPa, soit 16 ; 24 ; 26 ; 36 et 56 % en surface (0-30 cm) et 11 ; 21 ; 25 ; 33 et 43 % en profondeur (> 30 cm) pour les sols de texture grossière, moyenne, moyenne fine, fine et très fine respectivement.

- **Estimation du paramètre argi**

La teneur en argile de l'horizon de surface correspond au centre de gravité de chaque classe texturale du triangle de texture (CEC, 1985).

- **Les paramètres estimés par calcul direct**

- **Le paramètre DAF**

La masse volumique de chaque horizon des SSUTS a été calculée avec la teneur en eau à saturation de l'horizon (donnée par les classes de pédotransfert de Wösten *et al.*, 1999). La fonction mathématique utilisée établit une égalité entre la teneur en eau à saturation et la porosité totale :

$$\theta_s = \phi = 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \quad [25]$$

Avec θ_s la teneur en eau à saturation, ϕ la porosité totale, ρ la masse volumique recherchée (nommée DAF dans le modèle STICS) et ρ_s la masse volumique de solide (d'après la base de donnée HYMEC) présentées dans le tableau 19.

- Le paramètre HMINF

La teneur en eau massique au point de flétrissement est estimée avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999) (tableau 21) et le modèle de Mualem-van Genuchten (1980) (Eq. [11]) au potentiel $h = -15\,000$ hPa.

• Les paramètres estimés par calcul indirect

- Le paramètre q0

Le paramètre q0 est estimé à partir de l'évaporation réelle simulée par HYDRUS-1D. La valeur que prend q0 correspond à la première valeur du flux cumulé d'évaporation réelle qui diffère du flux cumulé d'évaporation potentielle. Les scénarios climatiques appliqués au modèle sont choisis de manière à ce que le fonctionnement hydrique du sol soit uniquement dû à l'évaporation. On a donc une précipitation nulle et une ETP constante pendant 30 jours. Ce scénario climatique est reproduit 8 fois de façon à balayer une large gamme de variation de l'ETP. L'ETP vaut successivement 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 et 8 mm j⁻¹.

Il s'avère que la valeur de q0 dépend uniquement de la texture de surface (horizon qui contribue principalement à l'évaporation). On a donc obtenu des relations similaires entre q0 et l'ETP moyenne pour toutes les SSUTS qui ont une texture de surface identique. Les relations entre q0 et l'ETP moyenne sont représentées ci-dessous pour chacune des textures de surface de la BDGSF.

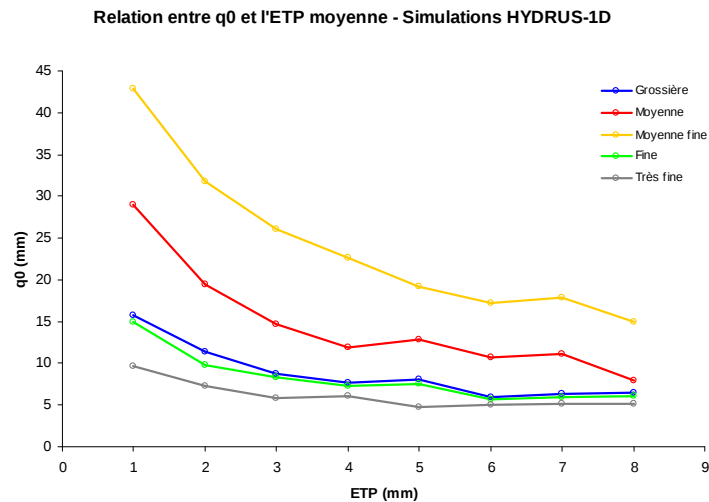


Figure 47 : Valeurs de q0 en fonction de l'ETP moyenne par classe de texture.

La figure 47 montre que le paramètre q_0 varie en fonction de l'ETP. La variation est plus prononcée pour les sols de texture moyenne et moyenne fine. Cependant, le modèle STICS est configuré pour simuler l'évaporation du sol à partir d'une valeur constante de q_0 . Nous devons donc choisir une valeur moyenne de q_0 . Nous décidons de privilégier les fortes ETP car elles sollicitent davantage l'évaporation du sol. Nous observons également que la variation de q_0 est faible au-delà d'une ETP moyenne de 5 mm j^{-1} (les valeurs de q_0 ont tendance à se stabiliser). Pour toutes ces raisons, nous décidons d'utiliser une valeur moyenne de q_0 comprise entre une ETP de 5 et de 8 mm par jour.

- Le paramètre zesx

Dans le formalisme de STICS, le paramètre zesx est étroitement lié au paramètre cfes. Afin d'estimer zesx, nous souhaitons mieux comprendre leur rôle complémentaire dans le calcul de l'évaporation. Nous les étudions d'abord avec un scénario climatique simple : une précipitation nulle et une ETP de 1 mm j^{-1} pendant 10 jours. Nous simulons avec HYDRUS-1D le volume d'eau évaporé au cours d'un dessèchement du sol dont la profondeur atteint 120 cm. L'état hydrique initial correspond à la teneur en eau à la capacité au champ afin d'éviter d'éventuels écoulements gravitaires.

Les valeurs des paramètres cfes et zesx sont modifiées par la méthode "essais-erreurs" en ajustant l'équation [9] sur les simulations d'HYDRUS. La Figure 48 présente les ajustements réalisés pour les quatre premiers jours et le 10^{ème} jour de simulation. Nous avons réalisé deux essais. Les valeurs de zesx de l'essai 1 ne dépassent pas la profondeur du profil de sol, quant à celles de l'essai 2, elles dépassent parfois largement la profondeur du profil de sol.

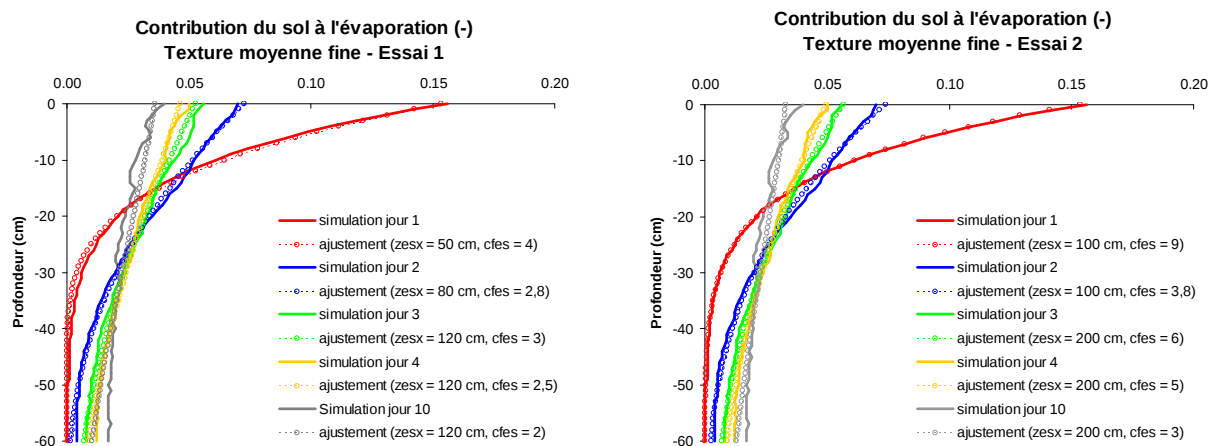


Figure 48 : Valeurs de cfes et zesx estimées ajustés sur les simulations d'HYDRUS-1D. Les simulations d'HYDRUS-1D sont effectuées pour un sol de texture moyenne fine de 120 cm de profondeur. ETP = 1 mm j⁻¹.

D'après ces résultats, nous observons une variabilité temporelle des paramètres cfes et zesx alors qu'ils sont considérés constants au cours du temps dans le formalisme de STICS. La figure 48 montre que zesx augmente et cfes diminue au fur et à mesure que le sol se dessèche. Mais elle illustre également qu'il est possible d'avoir la même courbe pour un paramétrage différent. Il est donc impossible d'estimer zesx et cfes simultanément. L'action de ces deux paramètres se compense. Suite à cela, nous avons demandé l'avis d'experts qui ont contribué à la mise en place du module hydrique de STICS et qui ont travaillé avec zesx et cfes ultérieurement (Brisson et Perrier, 1991 ; Mary *et al.*, 1999). Leur recommandation est de ne pas utiliser une valeur de cfes supérieure à 5 car cette valeur n'est généralement atteinte que pour des sols sableux dans de très rares occasions.

Afin de connaître la valeur maximale que peut prendre le paramètre zesx pour les cinq classes de texture grossière, moyenne, moyenne fine, fine et très fine, nous effectuons le même travail que précédemment en faisant varier le paramètre cfes entre 0 et 5 pour des scénarios climatiques simples : une précipitation nulle et une ETP de 1 mm j⁻¹ pendant dix jours (figure 49).

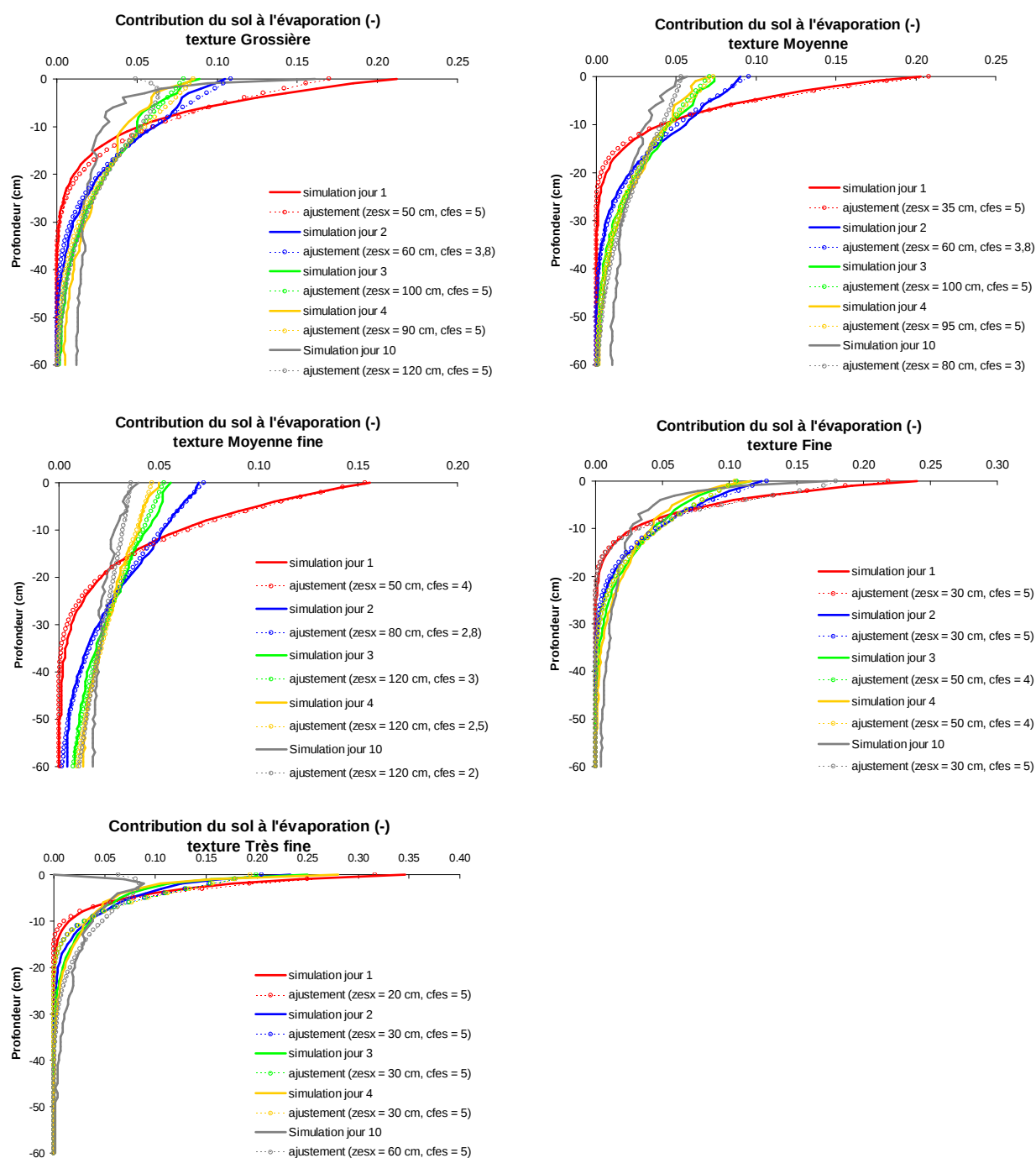


Figure 49 : Ajustement des paramètres cfes et zesx sur les simulations d'HYDRUS-1D par classe de texture. Les simulations d'HYDRUS-1D sont réalisées avec une pluie nulle et une ETP de 1 mm j^{-1} pendant dix jours pour des profils de sol de 120 cm de profondeur.

La figure 49 montre que le paramètre zesx augmente au fur et à mesure que le sol se dessèche. Cependant, dans le modèle STICS, le paramètre zesx joue sur l'évaporation du sol sans varier au cours du temps. Sa valeur est constante tout au long de la simulation. Lorsque le paramètre cfes est compris entre 0 et 5, le paramètre zesx varie jusqu'à atteindre une profondeur de 120 cm pour les sols de texture grossière et moyenne fine.

Pour estimer le paramètre z_{esx} de chaque SSUTS, nous utilisons les simulations du modèle HYDRUS-1D au cours du temps. Le principe est de simuler un climat avec un scénario climatique très aride : des précipitations nulles et une ETP de 5 mm j^{-1} (climat proche de celui utilisé dans l'estimation de q_0). Nous considérons qu'après 15 jours de simulation sans pluie, la quantité d'eau évaporée est réduite et qu'une teneur en eau constante à une profondeur donnée indique une absence de contribution à l'évaporation. Le paramètre z_{esx} correspond alors à la profondeur du sol où l'on décèle l'absence de contribution à l'évaporation.

Avant d'estimer z_{esx} , nous devons définir quelle est la variation minimum de la teneur en eau correspondant à une absence de contribution à l'évaporation. Nous ne sommes pas en mesure de définir numériquement cette variation minimum. Nous l'estimons donc avec la pente de la courbe reliant les points de teneur en eau entre le 15^{ème} et le 20^{ème} jour de simulation avec HYDRUS-1D. Les pentes des courbes reliant les points de teneurs en eau simulées par HYDRUS-1D varient en fonction de la profondeur et de la texture. Nous réalisons donc une estimation de la pente minimale pour cinq types de sol de texture grossière, moyenne, moyenne fine, fine et très fine. La figure 50 illustre deux exemples de simulation d'HYDRUS-1D sur deux sols de texture homogène de 120 cm de profondeur. Nous quantifions la pente minimum de chaque classe de texture de la BDGSF. Les résultats sont présentés dans le tableau 30. Les pentes minimums sont toutes obtenues à une profondeur de 120 cm. Celles des textures très fine et fine sont les plus faibles. Les sols de texture grossière et moyenne présentent une pente intermédiaire de $2.10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Nous choisissons cette dernière valeur pour définir la limite à l'évaporation.

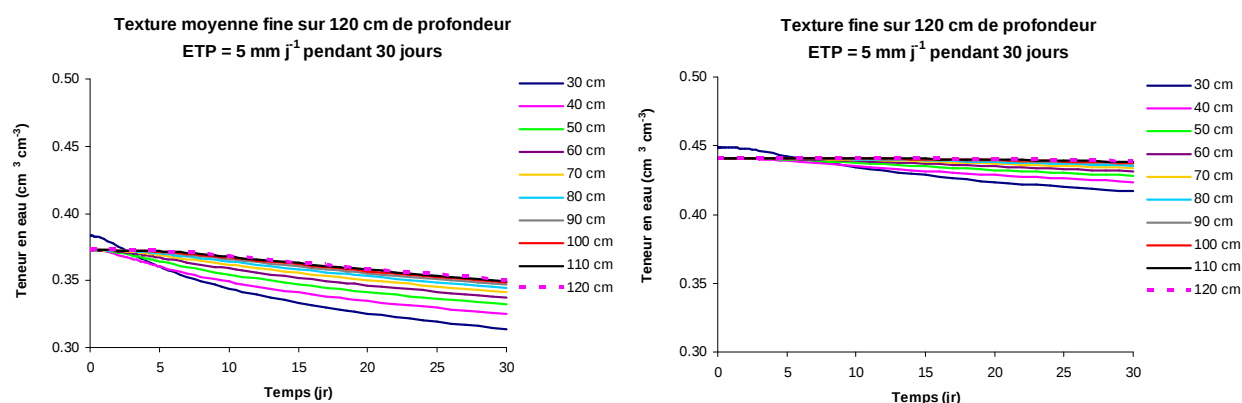


Figure 50 : Deux exemples de simulations de la teneur en eau du sol avec HYDRUS-1D sur des profils de sol de texture moyenne fine (à gauche) et fine (à droite). Les précipitations sont nulles et l'ETP = 5 mm j^{-1} .

Texture	Pente minimum de variation de la teneur en eau entre le 15 ^{ème} et le 20 ^{ème} jour de simulation
Grossière	0,00020 cm ³ cm ⁻³
Moyenne	0,00020 cm ³ cm ⁻³
Moyenne fine	0,00090 cm ³ cm ⁻³
Fine	0,00009 cm ³ cm ⁻³
Très fine	0,00003 cm ³ cm ⁻³

Tableau 30 : Pente minimum de la teneur en eau entre le 15^{ème} et le 20^{ème} jour de simulation d'HYDRUS-1D par classes texturales.

Maintenant que nous avons déterminé la pente minimum de la courbe reliant les points de teneur en eau correspondant à une absence de contribution à l'évaporation, nous estimons le paramètre zesx des 37 SSUTS du tableau 26. Nous avons remarqué (figure 49) que le paramètre zesx peut prendre des valeurs supérieures à la profondeur du profil de sol. Nous décidons donc de prolonger les 37 SSUTS de manière à simuler la teneur en eau jusqu'à 120 cm de profondeur. Puis pour chacune d'elles, nous calculons la pente de la courbe reliant les points de teneur en eau entre le 15^{ème} et le 20^{ème} jour de simulation à -20, -30, -40, -50, -60, -70, -80, -90, -100, -110 et -120 cm de profondeur avec un scénario climatique très aride : les précipitations sont nulles et l'ETP est de 5 mm j⁻¹.

Les valeurs de zesx correspondent donc à la profondeur du sol à partir de laquelle la pente de la courbe reliant les points de teneur en eau est égale à 2.10^{-4} cm³ cm⁻³ (figure 51). Il serait intéressant de réaliser une analyse de sensibilité de zesx aux variations de la pente minimum.

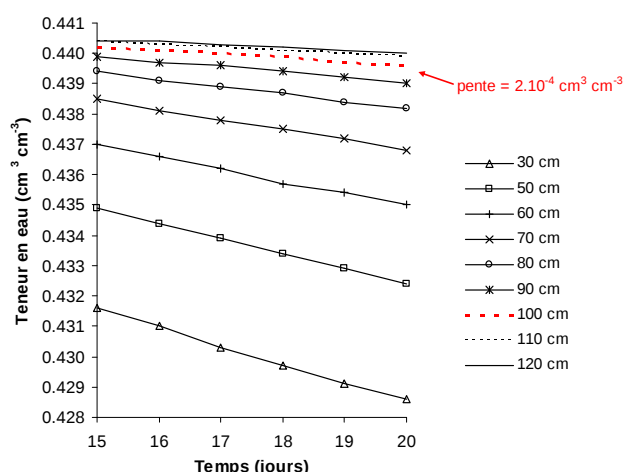


Figure 51 : Teneurs en eau journalières à différentes profondeurs d'un profil de sol (SSUTS n°29) entre le 15^{ème} et le 20^{ème} jour de simulation d'HYDRUS-1D. Dans cet exemple, une pente de 2.10^{-4} cm³ cm⁻³ apparaît à une profondeur de 100 cm.

- **Les paramètres estimés par inversion de STICS**

- **Le paramètre c_{fes}**

c_{fes} varie entre 0 et 5 (d'après expertise). Nous estimons donc d'abord l'ordre de grandeur de c_{fes} par inversion manuelle, puis nous affinons sa valeur réelle par optimisation où la valeur initiale correspond à la valeur optimale obtenue manuellement.

- **Le paramètre infil**

Dans STICS, le paramètre infil correspond à la quantité d'eau maximale pouvant s'infiltrer à la base d'un horizon de sol. Il s'agit donc de la quantité d'eau capable de s'écouler sous l'effet de la gravité. Avant d'estimer le paramètre infil, nous cherchons à estimer sa gamme de variation pour les cinq classes de texture (CEC, 1985). Pour cela, un scénario est mis en place où le paramètre infil a beaucoup d'influence, c'est-à-dire, un profil de sol à deux horizons où l'horizon de surface est saturé en eau ($h = -0,01$ hPa) et l'horizon profond est plutôt sec ($h = -15\ 800$ hPa). Il n'y a aucun forçage climatique (ni précipitation, ni évaporation) et les conditions aux limites inférieures permettent un drainage libre. Ce scénario permet de laisser le paramètre infil(1) gouverner la vidange de l'horizon de surface jusqu'à ce qu'il atteigne une humidité à la capacité au champ. Nous évaluons cette quantité d'eau avec deux épaisseurs d'horizons de sol : 10 cm et 60 cm. Ces épaisseurs nous permettent de déterminer les bornes minimales et maximales du paramètre infil. La figure 52 présente les résultats des simulations obtenues pour deux épaisseurs de couche de sol (10 et 60 cm).

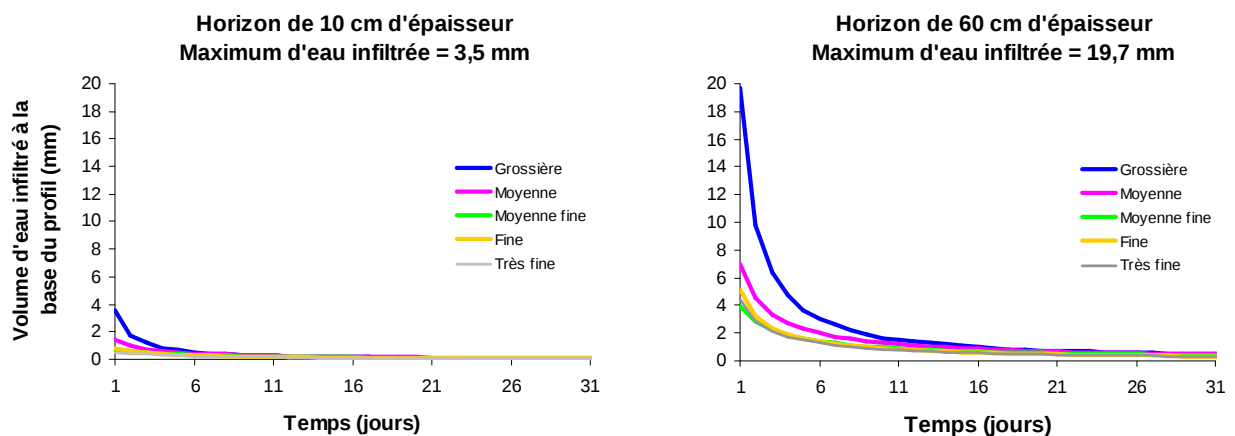


Figure 52 : Simulations du volume d'eau infiltré par HYDRUS-1D par classe de texture.

La figure 52 nous montre que le volume maximal d'eau que le sol peut transférer d'un horizon à un autre est atteint pour un horizon de surface de 60 cm d'épaisseur et que sa valeur maximale est de 19,7 mm, obtenue pour la texture grossière. Nous décidons donc de faire varier le paramètre infil au

cours de l'inversion manuelle et de l'optimisation entre 0,002 mm (plus petit volume d'eau infiltré au cours d'une journée) et 20 mm.

Après avoir estimé les bornes d'infil, nous estimons son ordre de grandeur par inversion manuelle, pour chaque SSUTS, puis nous estimons sa valeur réelle par optimisation. La valeur initiale d'infil dans l'optimisation correspond à la valeur optimale obtenue par inversion manuelle.

- **Le paramètre HCCF**

Exceptionnellement, pour ce paramètre, nous décidons de ne pas estimer sa gamme de variation car nous connaissons l'ordre de grandeur que l'on attend. HCCF doit être compris entre la teneur en eau à saturation et la teneur en eau au point de flétrissement, en étant quand même plus proche de la saturation que du point de flétrissement. Nous estimons HCCF uniquement par inversion manuelle car le modèle converge très rapidement vers une unique solution lorsque nous faisons varier HCCF avec un pas de discrétisation de 1%, valeur suffisamment précise pour caractériser un modèle à réservoirs.

III.2.3. Résultats de l'estimation des paramètres

Le tableau 30 présente les résultats de l'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS. Le critère statistique de l'équation [24] est précisé pour chaque jeu de paramètres dans la dernière colonne. Les erreurs quadratiques relatives entre les simulations d'HYDRUS-1D et celles de STICS varient de 0,04 (SSUTS n° 37) à 0,22 (SSUTS n° 11). Les simulations sont d'autant plus proches que le sol est de texture fine ou très fine.

Afin d'évaluer la qualité des estimations, les teneurs en eau simulées par HYDRUS-1D et par STICS sont présentées pour trois SSUTS (figures 53 à 55) : La figure 53 présente les simulations de STICS et HYDRUS-1D pour les plus faibles RRMSE obtenues pour la SSUTS n° 37 (RRMSE = 0,04). La figure 54 présente les simulations de STICS et HYDRUS-1D pour les plus fortes RRMSE obtenues pour la SSUTS n° 11 (RRMSE = 0,22). Puis, la figure 55 présente les simulations de STICS et HYDRUS-1D pour la SSUTS n°9 car elle occupe la plus grande superficie en France. Cette SSUTS est répandue au travers de plusieurs UTS sur 105 814 km², soit près de 20 % de la surface totale du territoire. On observe que, dans les trois cas, les modèles simulent correctement les fluctuations de la teneur en eau des sols, excepté pour l'horizon 10-30 cm de la SSUTS n°37. Le modèle STICS surestime la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm de la SSUTS n° 37 en période sèche (avril à septembre). Cet écart semble provenir de la valeur d'infil de l'horizon 10-30 cm (infil 2) relativement faible par rapport aux autres SSUTS de même texture de surface (SSUTS n° 8 à 18 - tableau 31). La SSUTS n° 11 est peu représentée, elle occupe 164 km² de l'ensemble du territoire, soit 0,03 % de la

surface totale du territoire. Les écarts entre les simulations de STICS et d'HYDRUS-1D dans l'horizon 0-30 cm sont inférieurs à $0,04 \text{ g g}^{-1}$ pour la SSUTS n° 11, inférieurs à $0,1 \text{ g g}^{-1}$ pour la SSUTS n° 37 et inférieurs à $0,08 \text{ g g}^{-1}$ pour la SSUTS n° 9.

SSUTS	Argi	q0	zesx	cfes	infil1	infil2	infil3	infil4	infil5	HCCF1	HCCF2	HCCF3	HCCF4	HCCF5	HMINF1	HMINF2	HMINF3	HMINF4	HMINF5	DAF1	DAF2	DAF3	DAF4	DAF5	RRMSE
	(%)	(mm)	(cm)	(-)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(% masse)	(g cm ⁻³)	(g cm ⁻³)	(g cm ⁻³)	(g cm ⁻³)	(g cm ⁻³)	(-)
1	8	7	110	5.0	8.7	4.9	2.8	-	-	15	16	10	-	-	3.9	3.9	2.2	-	-	1.53	1.53	1.64	-	-	0.15
2	8	7	110	4.5	15.0	3.9	-	-	-	18	15	-	-	-	3.9	3.9	-	-	-	1.53	1.53	-	-	-	0.13
3	8	7	100	5	7.8	3.0	1.8	1.1	-	15	15	20	19	-	3.9	3.9	9.5	9.5	-	1.53	1.53	1.58	1.58	-	0.14
4	8	7	110	5.0	10.1	5.0	3.0	2.3	-	15	16	11	10	-	3.9	3.9	2.2	2.2	-	1.53	1.53	1.64	1.64	-	0.15
5	8	7	90	5.0	10.1	6.2	2.5	1.2	-	15	17	10	17	-	3.9	3.9	2.2	9.5	-	1.53	1.53	1.64	1.58	-	0.15
6	8	7	80	5.0	9.7	4.9	2.2	1.8	-	15	17	11	33	-	3.9	3.9	2.2	22.2	-	1.53	1.53	1.64	1.34	-	0.14
7	8	7	100	5.0	8.7	3.0	1.9	-	-	16	16	19	-	-	3.9	3.9	9.5	-	-	1.53	1.53	1.58	-	-	0.15
8	17.5	11	110	3.3	11.0	6.0	-	-	-	26	25	-	-	-	10.5	10.5	-	-	-	1.45	1.45	-	-	-	0.11
9	17.5	11	110	5.0	17.7	7.4	1.9	-	-	24	26	18	-	-	10.5	10.5	9.5	-	-	1.45	1.45	1.58	-	-	0.12
10	17.5	11	110	5.0	3.4	2.0	1.7	1.0	-	20	23	21	19	-	10.5	10.5	9.5	9.5	-	1.45	1.45	1.58	1.58	-	0.12
11	17.5	11	120	5.0	2.0	0.2	0.2	1.0	-	22	20	23	13	-	10.5	10.5	9.5	2.2	-	1.45	1.45	1.58	1.64	-	0.22
12	17.5	11	120	3.1	3.3	4.0	2.2	1.6	-	22	23	12	10	-	10.5	10.5	2.2	2.2	-	1.45	1.45	1.64	1.64	-	0.19
13	17.5	11	120	5.0	2.6	1.6	1.3	0.9	-	20	22	20	22	-	10.5	10.5	9.5	10.0	-	1.45	1.45	1.58	1.51	-	0.11
14	17.5	11	90	5.0	3.3	1.5	1.2	0.8	-	20	22	21	31	-	10.5	10.5	9.5	22.2	-	1.45	1.45	1.58	1.34	-	0.11
15	17.5	11	120	5.0	2.4	1.2	1.0	1.0	-	18	20	22	22	-	10.5	10.5	10.0	10.0	-	1.45	1.45	1.51	1.51	-	0.11
16	17.5	11	100	5.0	18.0	6.0	2.0	-	-	24	26	31	-	-	10.5	10.5	22.2	-	-	1.45	1.45	1.34	-	-	0.12
17	17.5	11	90	5.0	2.5	1.0	0.9	1.3	-	19	20	33	33	-	10.5	10.5	22.2	22.2	-	1.45	1.45	1.34	1.34	-	0.10
18	17.5	11	90	5.0	5.5	1.0	1.0	1.2	-	19	22	43	43	-	10.5	10.5	30.8	30.8	-	1.45	1.45	1.18	1.18	-	0.10
19	17.5	17	120	3.0	5.9	2.7	-	-	-	25	25	-	-	-	9.2	9.2	-	-	-	1.45	1.45	-	-	-	0.10
20	17.5	17	120	5.0	18.0	4.9	2.0	-	-	24	27	18	-	-	9.2	9.2	9.5	-	-	1.45	1.45	1.58	-	-	0.14
21	17.5	17	120	5.0	19.7	3.2	2.6	1.7	-	23	24	21	19	-	9.2	9.2	9.5	9.5	-	1.45	1.45	1.58	1.58	-	0.14
22	17.5	17	120	5.0	17.6	3.6	1.5	-	-	24	26	20	-	-	9.2	9.2	10.0	-	-	1.45	1.45	1.51	-	-	0.13
23	17.5	17	120	5.0	12.4	2.9	2.5	1.4	-	22	24	24	20	-	9.2	9.2	10.0	10.0	-	1.45	1.45	1.51	1.51	-	0.13
24	17.5	17	120	5.0	5.4	1.1	1.1	1.0	-	21	22	22	18	-	9.2	9.2	10.0	9.5	-	1.45	1.45	1.51	1.58	-	0.12
25	17.5	17	120	5.0	19.3	1.4	1.2	0.9	-	21	24	24	30	-	9.2	9.2	10.0	22.2	-	1.45	1.45	1.51	1.34	-	0.12
26	17.5	17	120	5.0	18.0	1.4	1.0	0.9	-	21	23	21	41	-	9.2	9.2	10.0	30.8	-	1.45	1.45	1.51	1.18	-	0.11
27	17.5	17	120	5.0	14.6	2.7	1.1	0.9	-	21	23	32	32	-	9.2	9.2	22.2	22.2	-	1.45	1.45	1.34	1.34	-	0.12
28	48	6	100	4.1	1.8	1.3	-	-	-	35	35	-	-	-	22.4	22.4	-	-	-	1.25	1.25	-	-	-	0.07
29	48	6	100	5.0	1.8	1.0	0.7	-	-	32	35	31	-	-	22.4	22.4	22.2	-	-	1.25	1.25	1.34	-	-	0.06
30	48	6	100	5.0	2.9	1.4	1.9	0.8	-	33	35	34	32	-	22.4	22.4	22.2	22.2	-	1.25	1.25	1.34	1.34	-	0.08
31	48	6	120	4.7	1.6	1.0	1.1	0.6	-	30	35	34	20	-	22.4	22.4	22.2	9.5	-	1.25	1.25	1.34	1.58	-	0.06
32	48	6	80	4.0	1.2	0.7	1.3	0.5	-	29	35	34	41	-	22.4	22.4	22.2	30.8	-	1.25	1.25	1.34	1.18	-	0.06
33	48	6	90	5.0	3.5	1.4	1.1	1.0	-	33	35	42	42	-	22.4	22.4	30.8	30.8	-	1.25	1.25	1.18	1.18	-	0.05
34	48	6	100	1.11	2.1	1.1	1.0	-	-	32	34	21	-	-	22.4	22.4	9.5	-	-	1.25	1.25	1.58	-	-	0.07
35	48	6	120	5	1.8	1.1	0.9	0.7	-	32	35	33	21	-	22.4	22.4	22.2	10.0	-	1.25	1.25	1.34	1.51	-	0.06
36	48	6	120	5	2.3	1.3	1.2	0.7	0.8	32	35	34	31	23	22.4	22.4	22.2	22.2	10.0	1.25	1.25	1.34	1.34	1.51	0.07
37	75	5	70	5.0	4.6	2.9	2.4	1.8	-	55	59	44	43	-	34.6	34.6	30.8	30.8	-	0.97	0.97	1.18	1.18	-	0.04

Tableau 31 : Paramètres d'entrée Sol de STICS qui caractérisent les 37 SSUTS et RRMSE associée.

SSUTS n°37
Climat Versailles 2002

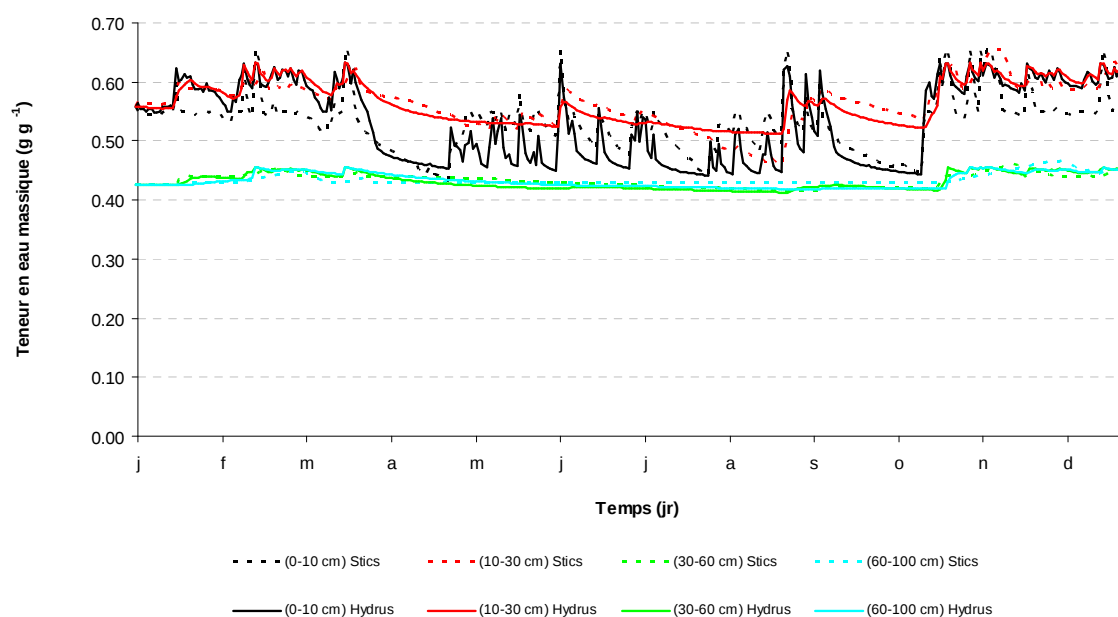


Figure 53 : Simulations d'HYDRUS-1D, pour la SSUTS n°37, paramétré avec les données du tableau 21 et les simulations de STICS paramétré avec les données du tableau 31.

SSUTS n°11
Climat Versailles 2002

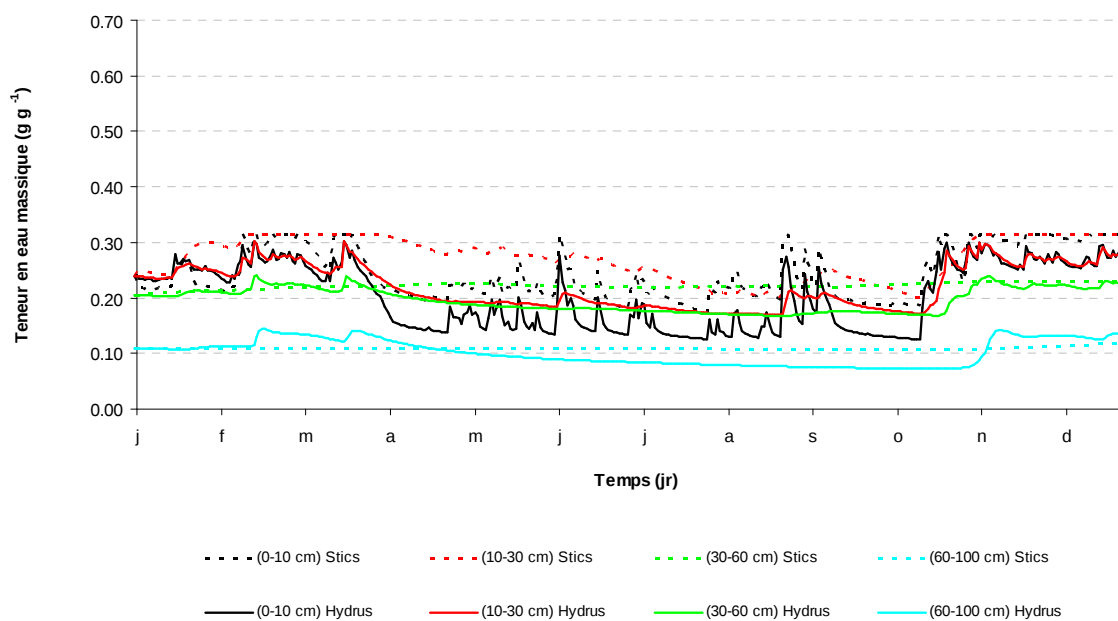


Figure 54 : Simulations d'HYDRUS-1D, pour la SSUTS n°11, paramétré avec les données du tableau 21 et les simulations de STICS paramétré avec les données du tableau 31.

SSUTS n°9
Climat Versailles 2002

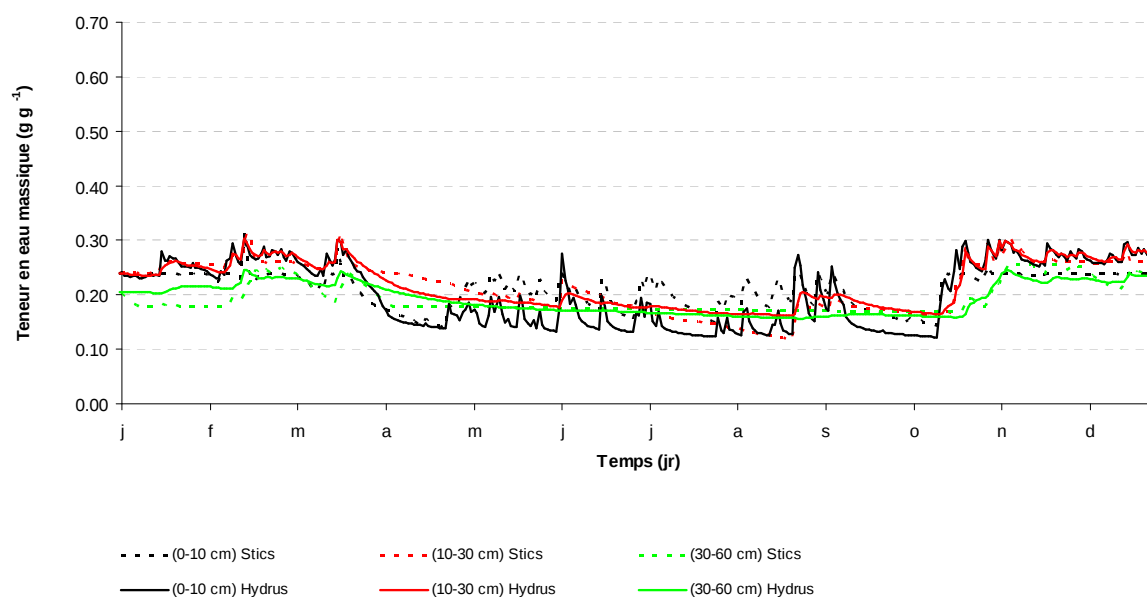


Figure 55 : Simulations d'HYDRUS-1D, pour la SSUTS n°9, paramétré avec les données du tableau 21 et les simulations de STICS paramétré avec les données du tableau 31.

III.2.3.a Evaluation des paramètres d'entrée Sol estimés

Nous souhaitons évaluer le nouveau paramétrage (1) en le comparant au paramétrage existant présenté dans la partie II.3, (2) en comparant les teneurs en eau simulées par le modèle STICS pour le sol de limon de Mons. Nous souhaitons également vérifier s'il existe une corrélation des paramètres infil au sein de chaque horizon, puis de la même manière pour les paramètres HCCF. Enfin, nous pensons qu'il existe une relation entre les paramètres infil et HCCF ou infil et K_s . C'est pourquoi nous évaluons la corrélation de ces deux jeux de paramètres entre eux.

- **Confrontation des paramétrages "amélioré" et "expert" de STICS**

- **Le paramètre q_0**

La figure 56 montre que les nouvelles valeurs de q_0 sont du même ordre de grandeur que celles du paramétrage existant. Nous remarquons une différence importante pour la texture moyenne fine.

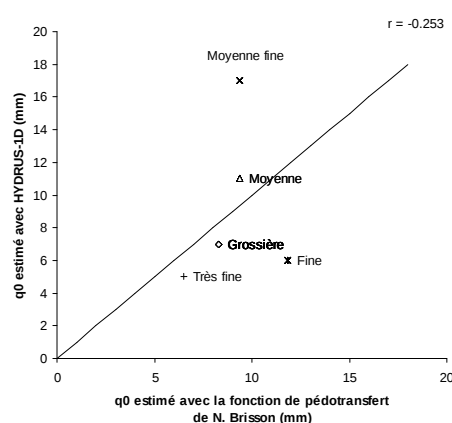


Figure 56 : Corrélation du paramètre q_0 estimé soit à partir d'HYDRUS-1D, soit par la fonction de pédotransfert de N. Brisson (figure 21).

- **Le paramètre infil**

La figure 57 montre que, dans la quasi-totalité des cas, les valeurs d'infil ne sont pas corrélées aux valeurs estimées avec la fonction de pédotransfert de N. Brisson, surtout pour les sols sableux (texture grossière).

On remarque également que les valeurs d'infil estimées par inversion de STICS s'ordonnent suivant la profondeur : la gamme de variation d'infil diminue avec la profondeur jusqu'à se stabiliser au-delà de

30 cm (horizon 3 et 4), alors que les valeurs d'infil estimées par la fonction de pédotransfert de N. Brisson varient en fonction de l'épaisseur de l'horizon, quelle que soit la profondeur.

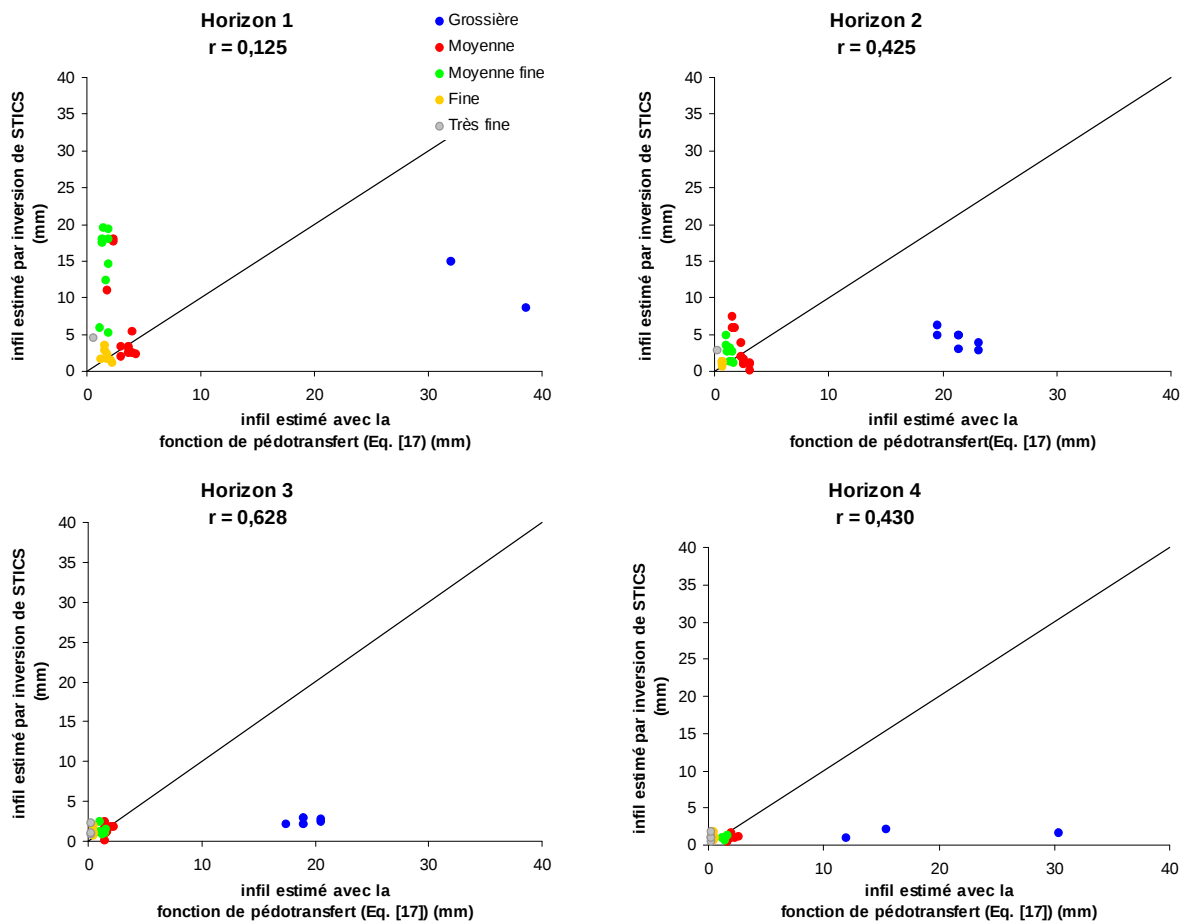


Figure 57 : Corrélations du paramètre infil estimé soit par inversion de STICS, soit avec la fonction de pédotransfert de N. Brisson (Eq. [17]).

- Le paramètre HCCF

La figure 58 présente les estimations d'HCCF réalisées par inversion de STICS comparées aux estimations de Wösten *et al.* (1999) à deux potentiels ($h = -100$ et -330 hPa). On observe que les résultats des deux estimations sont relativement bien corrélés. Le coefficient de corrélation varie de 0,956 à 0,990. Les valeurs de HCCF que nous avons estimées sont plus proches des valeurs de Wösten à $h = -100$ hPa, surtout pour les textures grossière et très fine.

La figure 59 présente les estimations d'HCCF réalisées par inversion de STICS comparées aux estimations d'Al Majou *et al.* (2008) à deux potentiels ($h = -100$ et -330 hPa). On observe que les résultats des deux estimations sont relativement bien corrélés. Le coefficient de corrélation varie de 0,871 à 0,964. Cette fois-ci, nos estimations sont plus proches des valeurs d'Al Majou *et al.* (2008) à

un potentiel matriciel de -100 hPa en surface (horizons 1 et 2) et de -330 hPa en profondeur (horizons 3 et 4).

Les données en bleu correspondent aux estimations au potentiel $h = -100$ hPa, les données en rouge correspondent à celles estimées au potentiel $h = -330$ hPa.

Nous rappelons que le paramètre HCCF a été estimé par inversion de STICS sans limiter la gamme de variation d'HCCF. Ces résultats montrent la capacité d'un modèle à réservoirs, comme STICS, à représenter le fonctionnement hydrique d'un sol, a priori mieux décrit par un modèle basé sur la loi de Darcy, comme HYDRUS-1D.

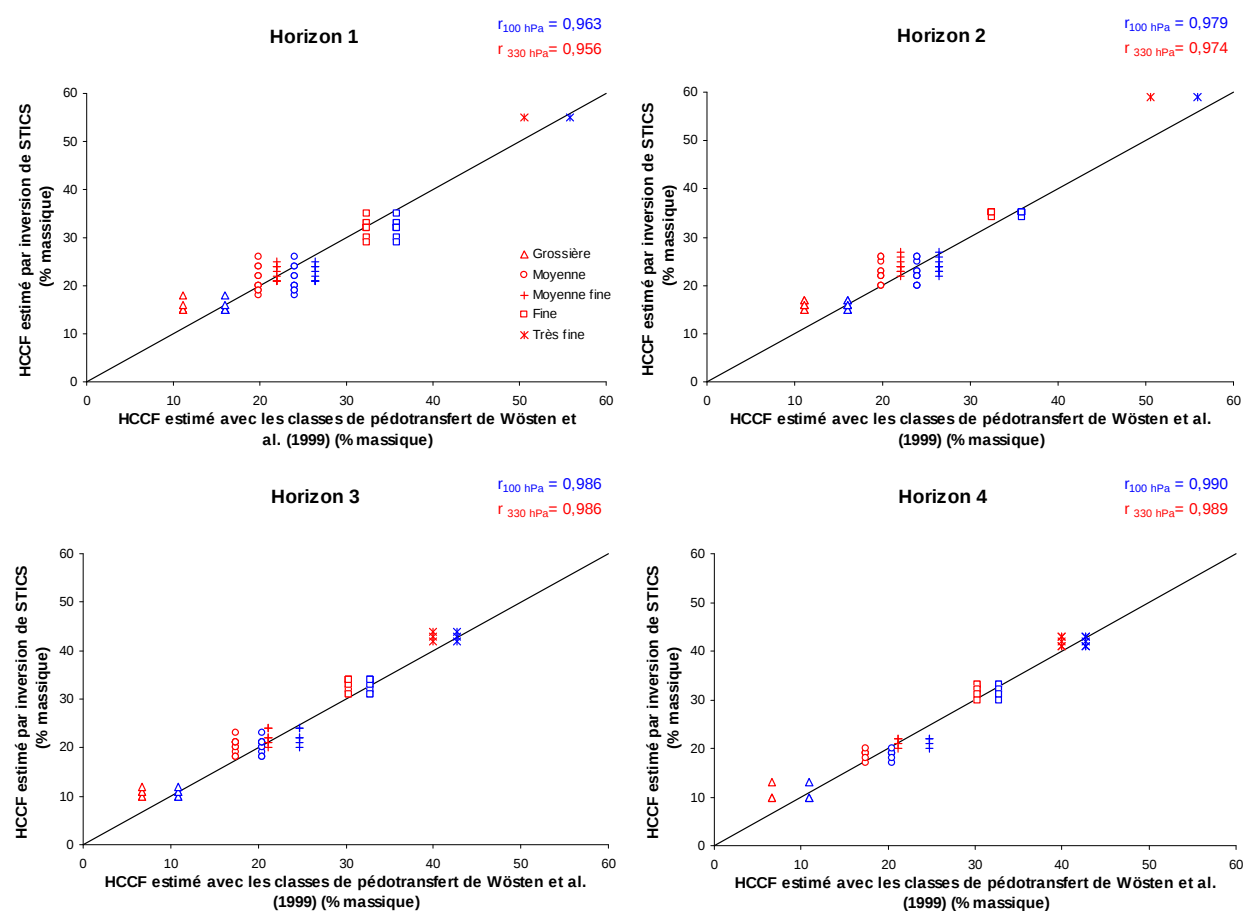


Figure 58 : Corrélations du paramètre HCCF estimé, soit par inversion de STICS, soit avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999).

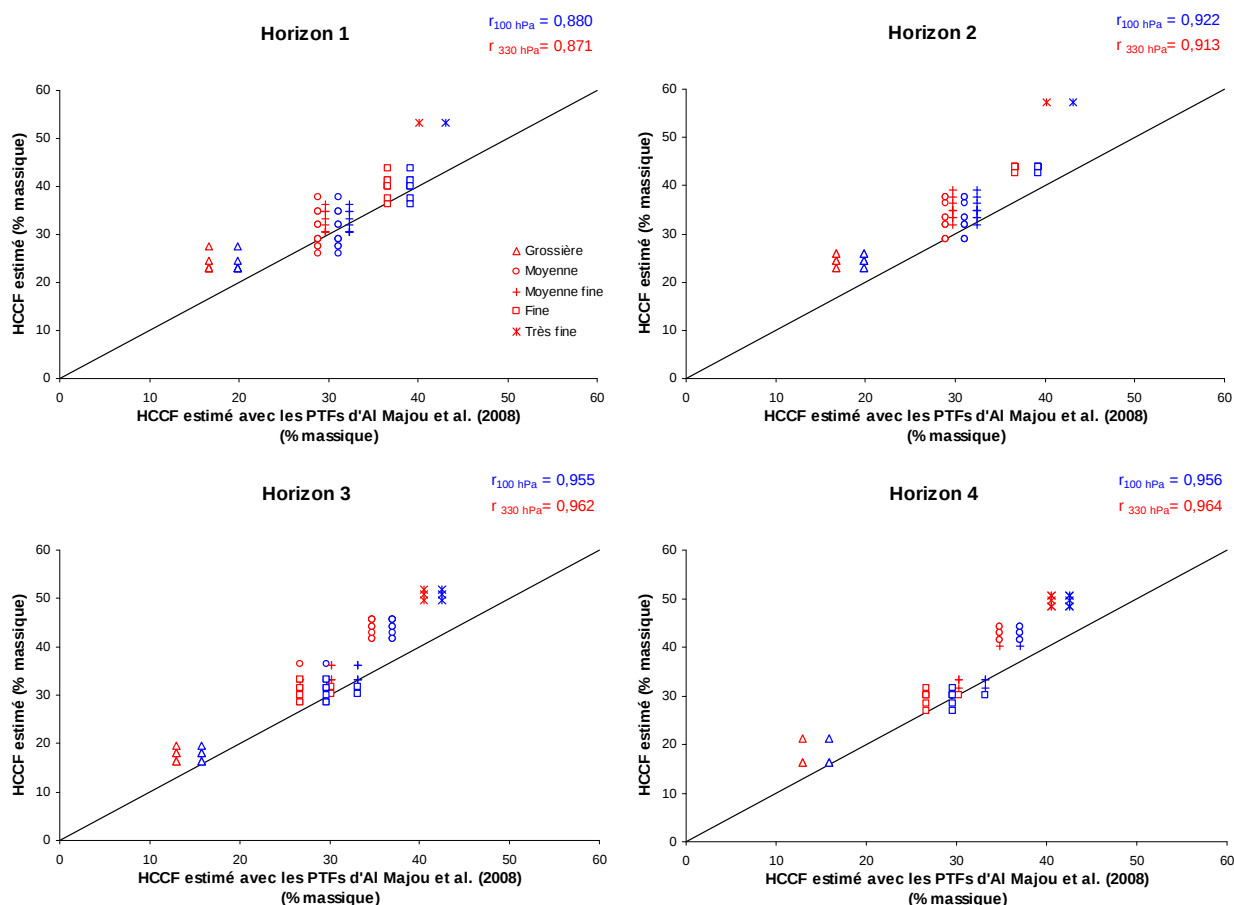


Figure 59 : Corrélations du paramètre HCCF estimé, soit par inversion de STICS, soit avec les classes de pédotransfert d'Al Majou *et al.* (2008).

- Le paramètre HMINF

La figure 60 présente les corrélations entre les estimations de Wösten *et al.* (1999) utilisées dans le paramétrage de STICS et les estimations d'Al Majou *et al.* (2008) établies sur des échantillons de sols français. Les estimations obtenues à partir de ces deux méthodes sont très bien corrélées. Le coefficient de corrélation varie de 0,983 à 0,997.

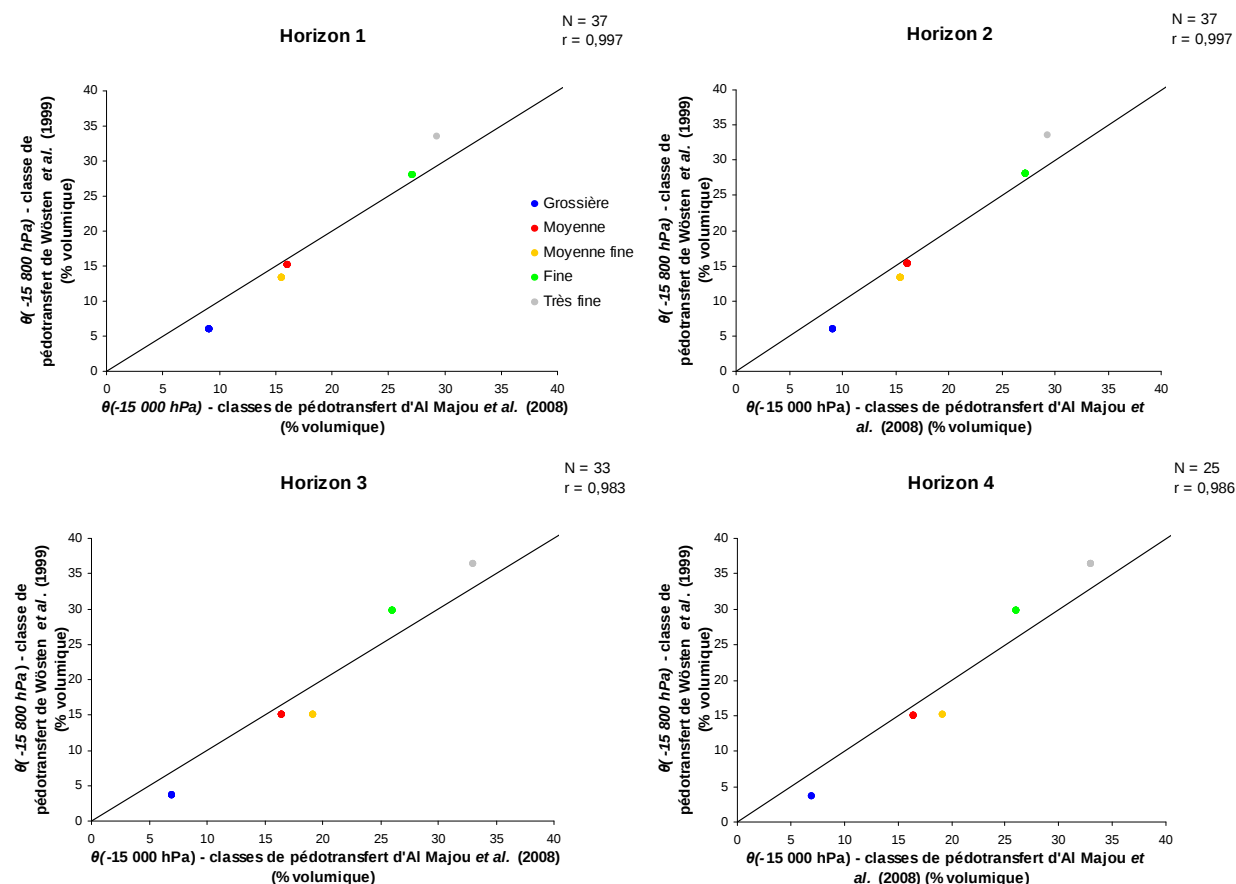


Figure 60 : Corrélation du paramètre HMINF, soit estimé avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999), soit avec celles d'Al Majou *et al.* (2008).

- **Comparaison des teneurs en eau calculées par STICS après amélioration du paramétrage à celles observées sur le sol de Mons**

Nous souhaitons vérifier la concordance entre les teneurs en eau estimées par STICS et celles observées par Valé (2006) lors des suivis hydriques de Mons au cours des trois années culturales 1990-1991, 1991-1992 et 1993-1994. Le jour 0 correspond soit au 25 juillet 1990, soit au 29 août 1991, soit au 6 septembre 1993.

Le modèle STICS paramétré avec les paramètres d'entrée sol de la SSUTS n°19 (tableau 31) reproduit relativement bien les variations de la teneur en eau au cours du temps, surtout pour les deux premières années culturales (figure 61). Pour l'année 1993-1994, on observe un écart d'une humidité massique d'environ 8 % en hiver (jours 115 à 185). Cet écart peut provenir de l'estimation du paramètre q_0 qui varie fortement en fonction de l'ETP (figure 47, courbe de la texture moyenne fine). Pour fixer une valeur de q_0 des sols de texture moyenne fine, nous avons moyenné q_0 jusqu'à le sous-estimer lorsque l'ETP est inférieure à $5\ mm\ j^{-1}$. Nous devons donc garder à l'esprit que le modèle STICS peut sous-estimer la quantité d'eau évaporée dans le sol lorsque l'ETP est inférieure à $5\ mm\ j^{-1}$ (plutôt en hiver).

Nous remarquons que cet écart se présente également entre les jours 160 et 200 de l'année 1990-1991, période de faible ETP, tandis qu'on ne l'observe à aucun moment pendant l'année 1991-1992 où les pluies hivernales sont beaucoup moins importantes.

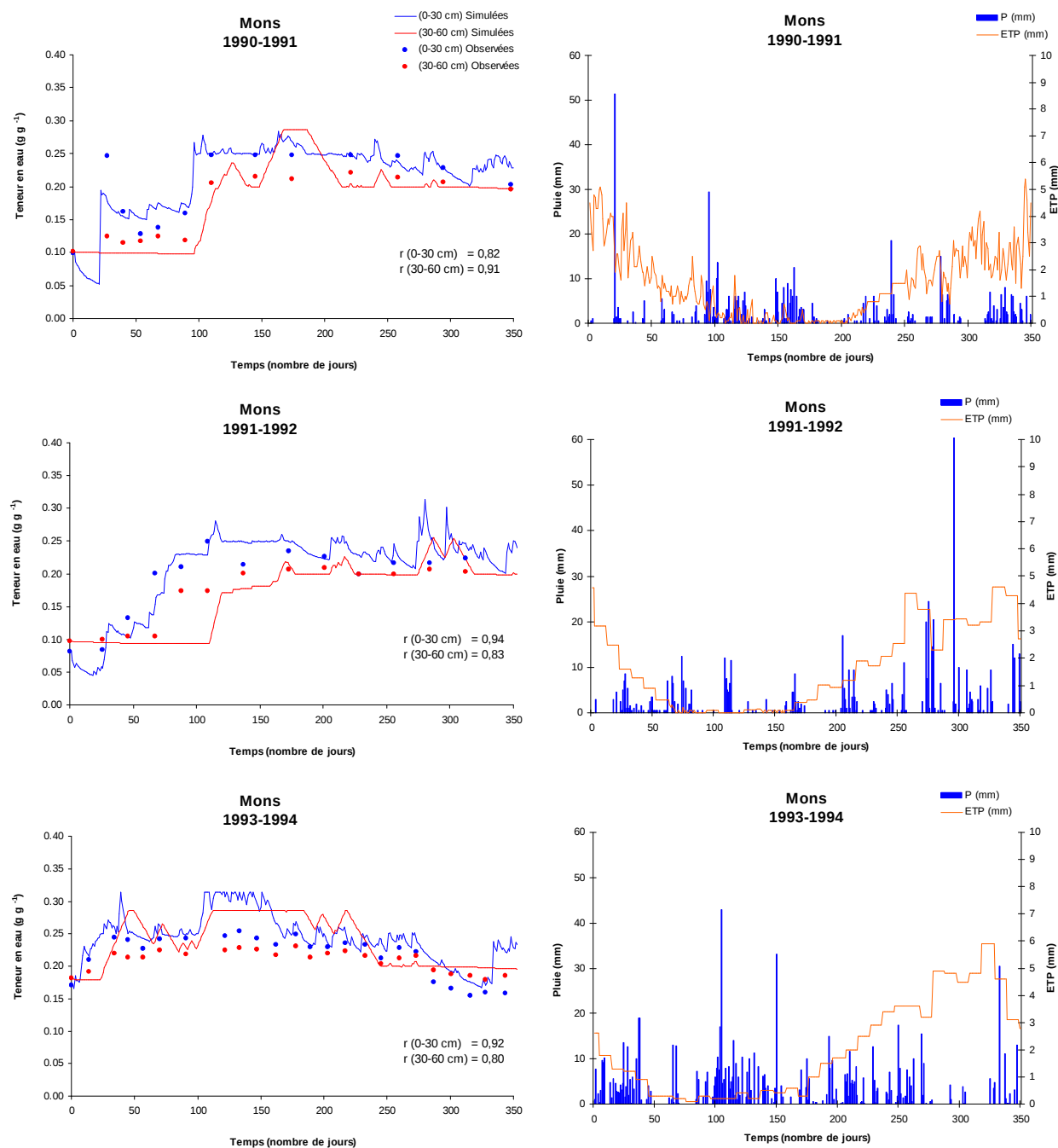


Figure 61 : Teneur en eau mesurée du sol de Mons et simulée par le modèle STICS paramétré avec les paramètres d'entrée de la SSUTS n°19, à gauche. Le climat associé est présenté à droite.

- **Analyses de corrélation des estimations par horizon**

Les algorithmes utilisés pour décrire le fonctionnement hydrique des sols dans le modèle STICS sont dépendants les uns des autres. En effet, les valeurs des paramètres *cfes* et *zesx* déterminent à partir de quand le paramètre *q0* se manifeste. Tandis que les valeurs de *HMINF* et *HCCF* déterminent la quantité d'eau qui peut s'infiltrer d'un horizon à un autre, au travers du paramètre *infil*. Toutes ces relations font qu'on cherche à mettre en évidence une éventuelle corrélation entre les paramètres d'entrée Sol, en fonction de la texture et de la profondeur.

L'analyse des corrélations en fonction de la texture correspond à une comparaison des paramètres d'un même horizon, tandis que l'analyse en fonction de la profondeur correspond à une comparaison d'un même paramètre par horizon. Les corrélations sont par paramètre :

- **Les paramètres infil au sein de chaque profil de sol**

Nous analysons la corrélation entre les paramètres *infil*(1), *infil*(2), *infil*(3) et *infil*(4) correspondant respectivement aux horizons 1, 2, 3 et 4 du tableau 26. Nous ne travaillons pas avec l'horizon 5 car il n'y a qu'une seule SSUTS qui présente un 5^{ème} horizon.

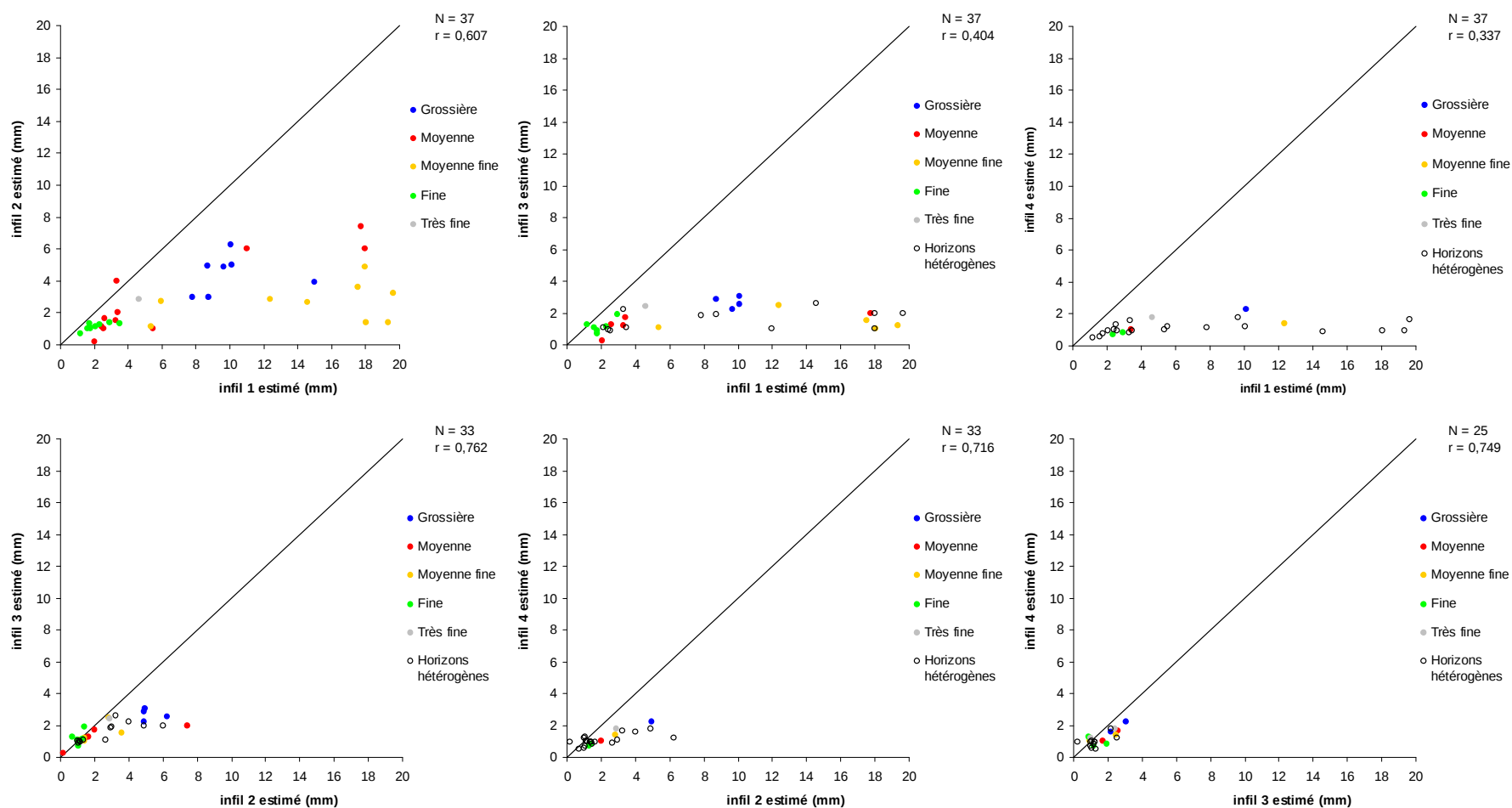


Figure 62 : Corrélation des estimations d'infil entre les différents horizons des 37 SSUTS.

Les infiltrabilités des horizons 2, 3 et 4 ne sont pas corrélées avec les infiltrabilités de l'horizon 1 (les coefficients de corrélation varient de 0,337 à 0,607). En revanche, elles montrent un lien plus important entre elles (les coefficients de corrélation varient de 0,716 à 0,762). Il semblerait que plus l'horizon est profond plus les paramètres infil ont des ordres de grandeur proches. On remarque également que la gamme de variation du paramètre infil diminue avec la profondeur :

- Infil 1 varie de 0 à 20 mm
- Infil 2 varie de 0 à 8 mm
- Infil 3 et 4 varient de 0 à 3 mm.

La fonction de pédotransfert d'estimation d'infil (Eq. [17]) rend compte d'une diminution d'infil lorsque l'épaisseur de la couche augmente. Malheureusement, il n'est pas possible d'observer l'effet de l'épaisseur des horizons dans nos estimations d'infil car l'épaisseur augmente avec la profondeur. Il aurait été intéressant d'analyser la sensibilité d'infil aux variations de l'épaisseur des horizons. Par exemple, réaliser deux autres simulations : l'une avec des épaisseurs d'horizons décroissantes avec la profondeur (0-30/30-40/40-50 et 50-60 cm) et l'autre avec des épaisseurs constantes (0-15/15-30/30-45 et 45-60 cm).

- Les paramètres HCCF au sein de chaque profil de sol

Nous analysons la corrélation entre les paramètres HCCF(1), HCCF(2), HCCF(3) et HCCF(4) correspondant respectivement aux horizons 1, 2, 3 et 4 du tableau 26. Nous ne travaillons pas avec l'horizon 5 car il n'y a qu'une SSUTS qui a un 5^{ème} horizon.

La figure 63 montre que HCCF(1) et HCCF(2) sont relativement bien corrélés ($r = 0,963$). Ce résultat est rassurant car les horizons 1 et 2 ont la même structure, caractérisée par une masse volumique identique. Par contre les autres horizons montrent une corrélation qui se dégrade lorsque les horizons ne sont pas contigus.

On remarque également que les corrélations entre paramètres de même texture sont souvent élevées (sigles colorés).

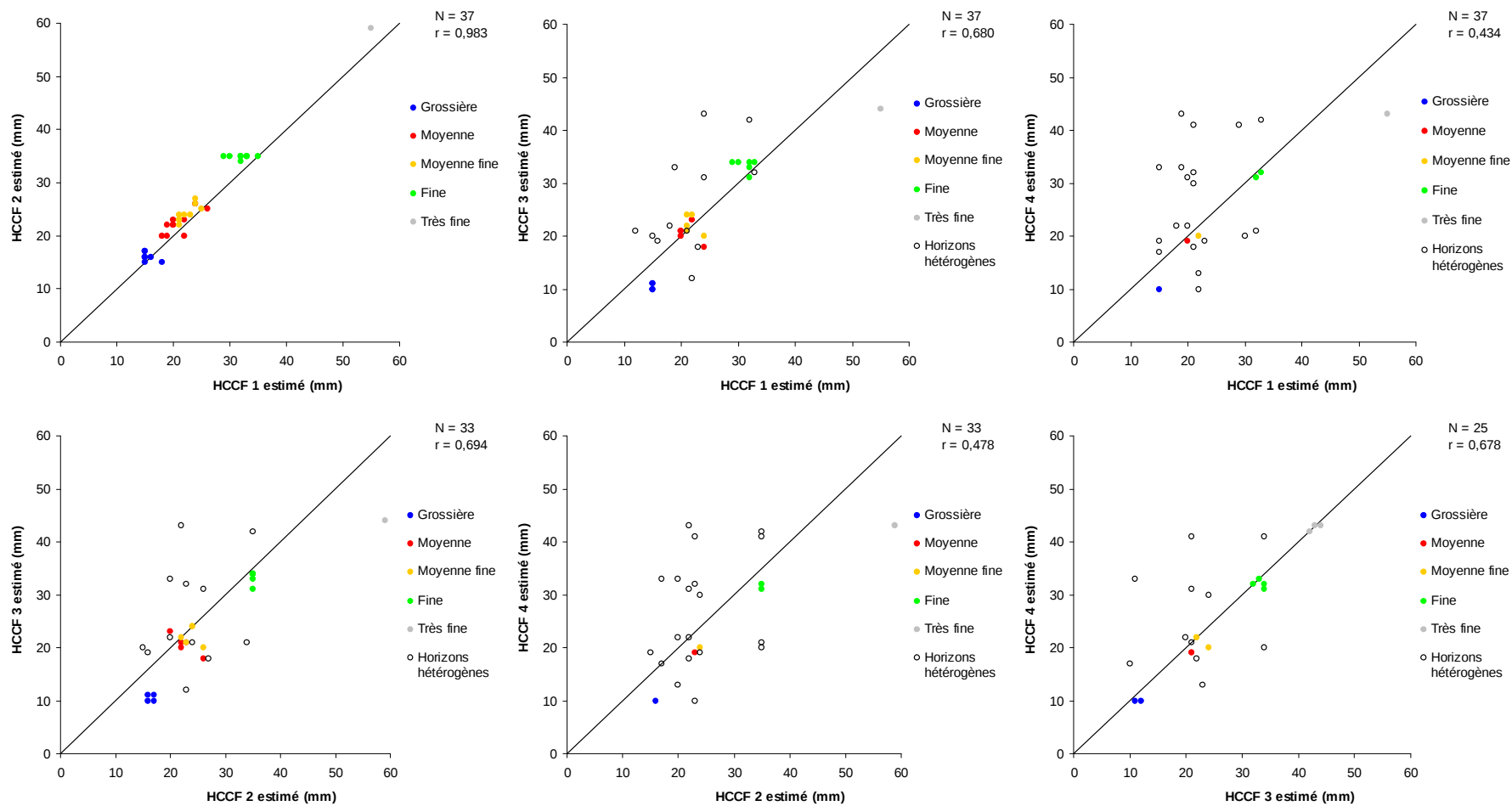


Figure 63 : Corrélation des estimations d'HCCF par horizon des 37 SSUTS.

- Les paramètres HCCF(1, 2, 3, 4) et infil(1, 2, 3, 4)

Nous analysons la corrélation des paramètres HCCF(1), HCCF(2), HCCF(3) et HCCF(4) avec les paramètres infil(1), infil(2), infil(3) et infil(4). La figure 64 montre qu'il n'y a pas de relation entre les valeurs de HCCF et d'infil, quelle que soit la profondeur.

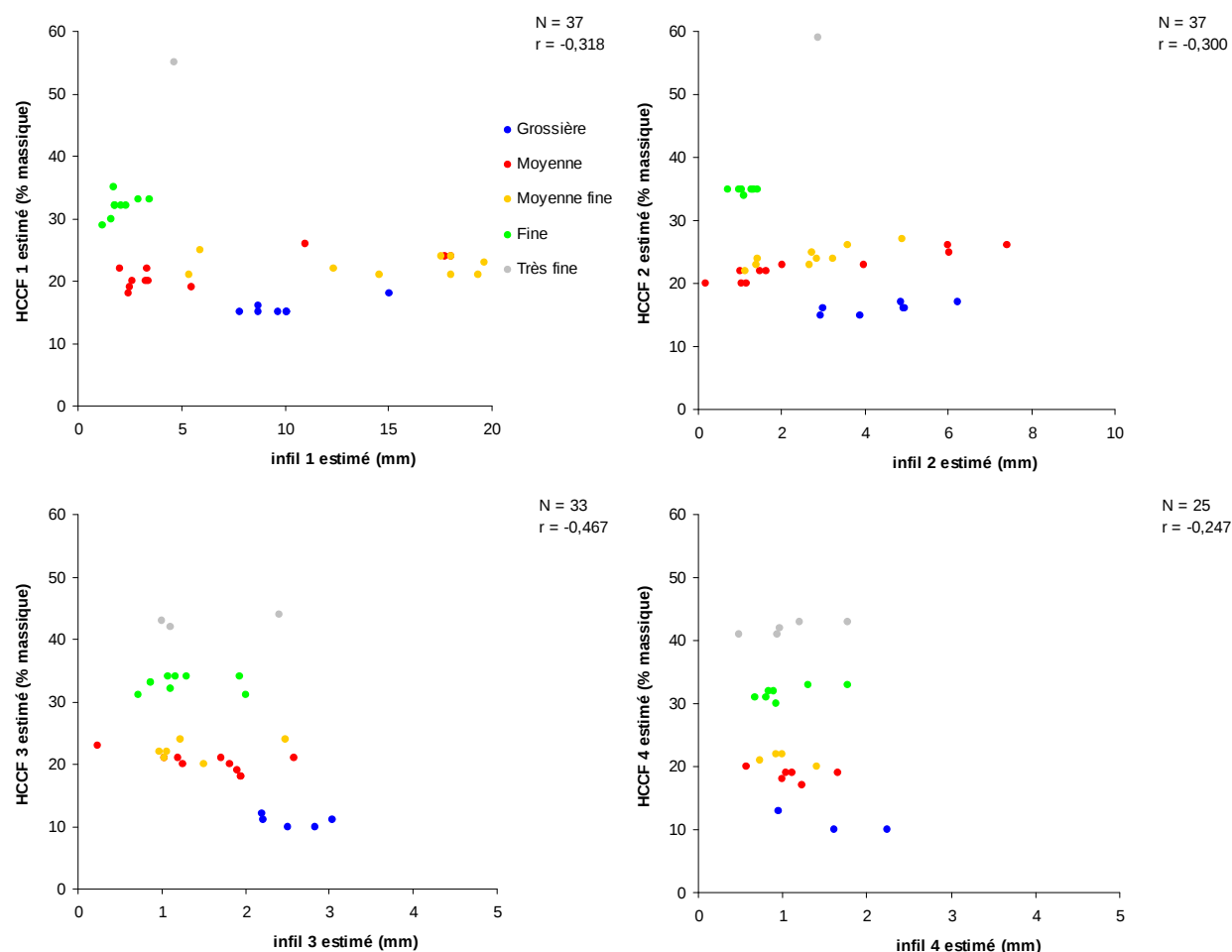


Figure 64 : Corrélation entre les estimations d'infil et de HCCF par horizon et par classes de texture des 37 SSUTS.

- Les paramètres infil(1, 2, 3, 4) et le paramètre K_s

Nous analysons la corrélation des paramètres infil(1), infil(2), infil(3) et infil(4) avec la conductivité hydraulique à saturation estimée par les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999). La figure 65 montre qu'il n'y a pas de relation particulière entre les paramètres infil que nous avons estimés et le paramètre K_s utilisé pour paramétrer HYDRUS-1D.

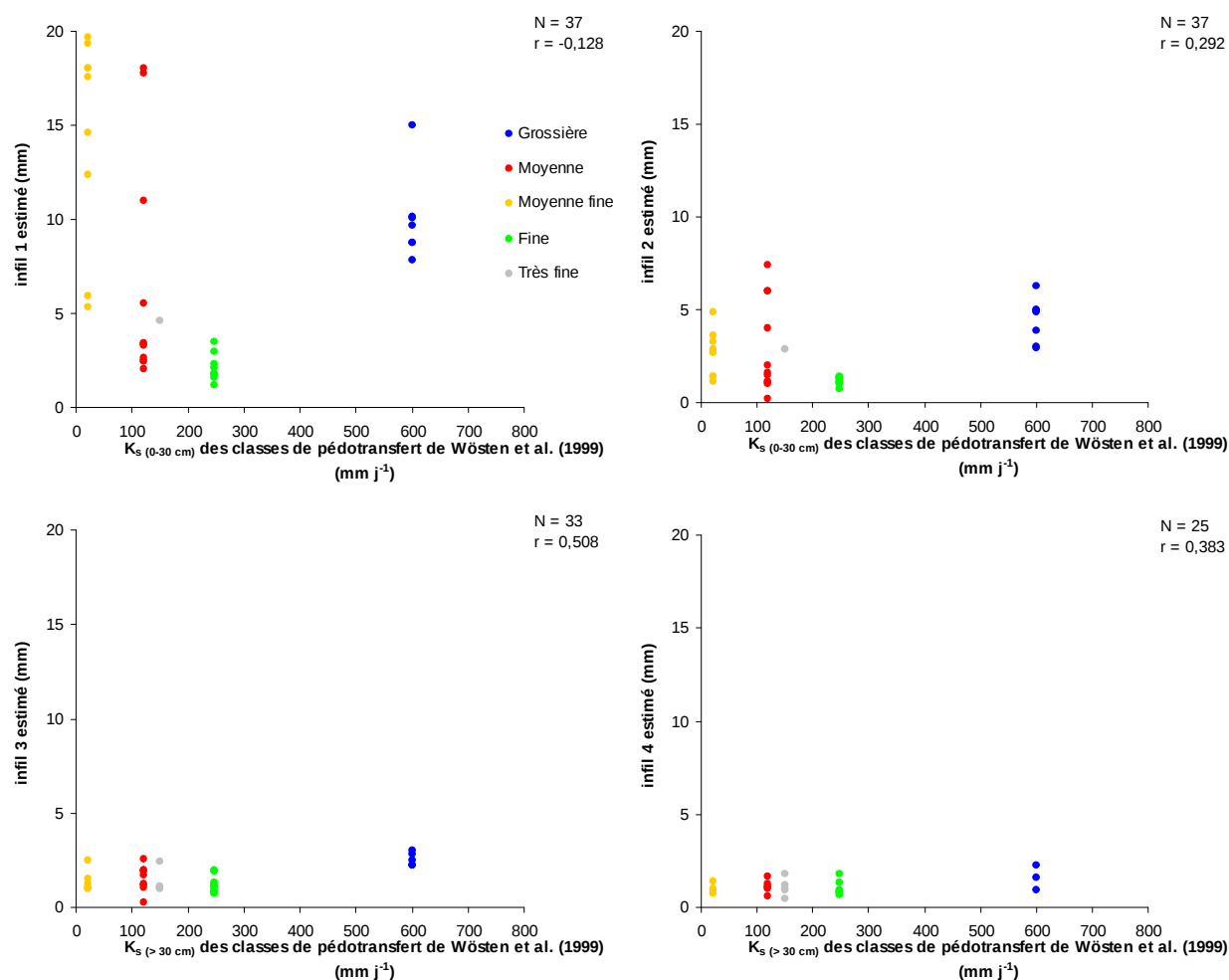


Figure 65 : Corrélation des estimations d'infil et de K_s des classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999).

III.2.3.b Conclusion sur le paramétrage amélioré de STICS

Le paramétrage de STICS estimé à partir des simulations du modèle HYDRUS-1D est très prometteur. Pour l'instant, les corrélations obtenues avec les suivis hydriques du sol de Mons (figure 61) nous permettent de penser que les paramètres d'entrée d'un modèle peuvent être estimés à partir d'un autre modèle. Il est, à présent, nécessaire de valider la totalité des jeux de paramètres de STICS du tableau 31. Il n'a pas été possible de réaliser cette validation au cours de la thèse mais il est souhaitable que ce travail soit réalisé prochainement. En effet, l'Inra de Laon dispose d'une base de données de suivis hydriques d'environ 70 profils de sols français.

Ces résultats satisfaisants démontrent que deux modèles hydriques de formalismes différents (l'un est basé sur l'équation de transfert de Richards, l'autre est basé sur le fonctionnement d'un système à réservoir) peuvent simuler des teneurs en eau relativement proches.

Cette méthode d'estimation des paramètres de STICS a également pu mettre en lumière l'importance de la fluctuation de q_0 dans le temps. Pour l'instant, STICS ne fait pas varier q_0 dans le temps. A l'avenir, il serait intéressant de le faire varier dans le formalisme de STICS.

III.2.4. Affectation des paramètres estimés aux UTS

Nous devons renseigner le modèle STICS avec les propriétés hydrodynamiques des 900 UTS. Or, nous ne connaissons pas les propriétés hydrodynamiques pour toutes les UTS, mais seulement pour les SSUTS. Nous déterminons les propriétés hydrodynamiques des 900 UTS à partir de celles des 37 SSUTS (cf. partie II.4.3). Les propriétés hydrodynamiques des 37 SSUTS sont attribuées aux 900 UTS par association des profils de sol similaires en termes d'épaisseur et de superpositions d'horizons. La variabilité des propriétés hydrodynamiques dans les 30 premiers centimètres des sols français est parfaitement représentée par celles des 37 SSUTS, ce qui n'est pas toujours le cas dans les horizons de profondeur supérieure à 30 cm. En effet, si la succession des horizons est conservée dans la plupart des cas, l'épaisseur des horizons peuvent parfois différer de plusieurs centimètres. Toutefois elle ne diffère jamais de plus de 20 cm d'épaisseur. Nous estimons que cette simplification du fonctionnement hydrique du sol en profondeur influence peu le fonctionnement du sol en surface.

La figure 66 montre deux exemples d'attribution des propriétés hydrodynamiques d'une SSUTS à une UTS. L'exemple n°1 montre le cas où l'UTS est plus profonde que la SSUTS. Dans ce cas, on applique les propriétés hydrodynamiques du dernier horizon deux fois de suite. On estime qu'à 90 cm de profondeur, les propriétés hydrodynamiques ont peu d'influence sur le calcul de la teneur en eau des horizons 0-10 et 10-30 cm. L'exemple n°2 montre le cas où l'UTS est moins profonde que la SSUTS. On applique alors les propriétés hydrodynamiques d'un horizon plus épais de 20 cm maximum.

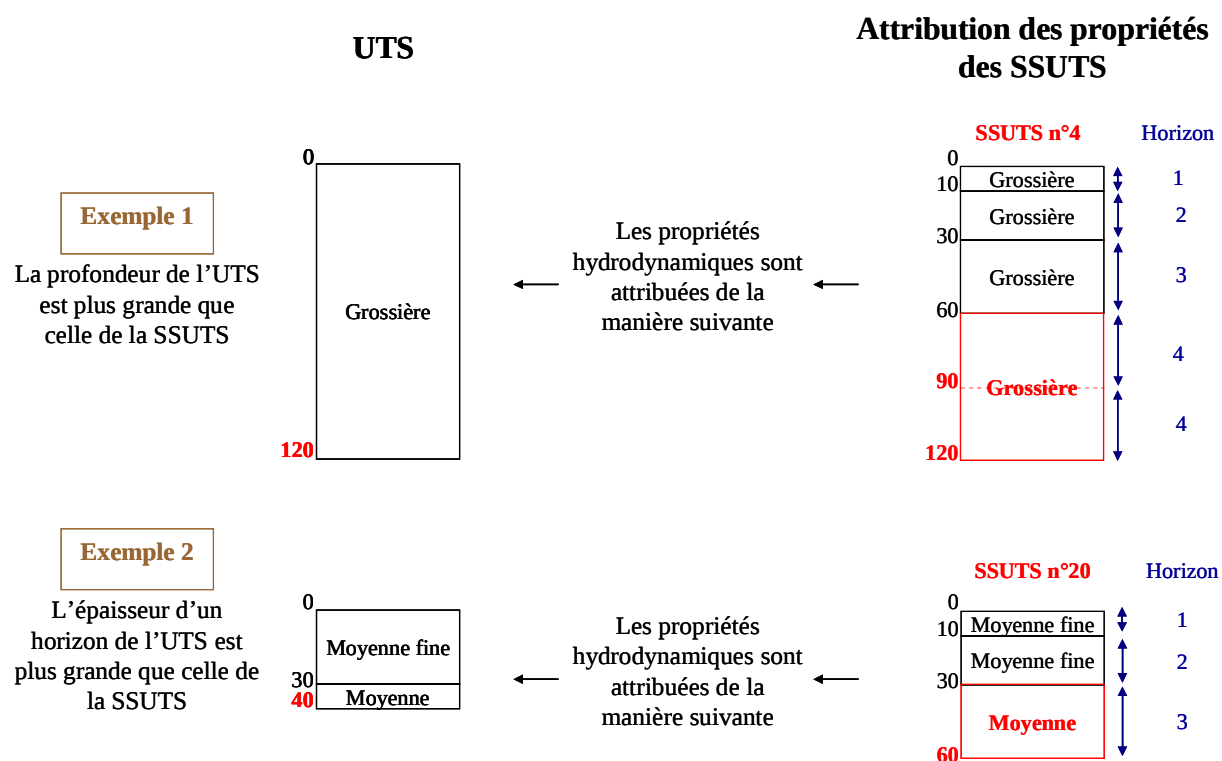


Figure 66 : Exemples d'attribution des propriétés hydrodynamiques d'une SSUTS à une UTS.

Le tableau 32 présente l'attribution des propriétés hydrodynamiques des 37 SSUTS aux 96 SUTS. Les propriétés hydrodynamiques des 96 SUTS sont ensuite attribuées aux 900 UTS. L'attribution des propriétés hydrodynamiques des SSUTS (colonne 12 à 16) correspond au n° de la SSUTS du tableau 26, tandis que le chiffre entre parenthèses correspond à l'horizon considéré.

La teneur en eau journalière des sols est ainsi calculée avec le modèle STICS sur l'ensemble des 900 UTS de la BDGSF sur 30 années climatiques.

n° SUTS	Fréquence	Superficie en France (km²)	Texture				Épaisseur des horizons des SUTS (cm)				Attribution des propriétés hydrodynamiques des SSUTS					Nouvelles épaisseurs des horizons après attribution des propriétés hydrodynamiques				
			Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz5	Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz5
1	13	5675	Grossière	Grossière	-	-	10	20	0	0	2(1)	2(2)	-	-	-	10	20	0	0	0
2	2	113	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	10	0	1(1)	1(2)	1(3)	-	-	10	20	10	0	0
3	31	13349	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	20	0	1(1)	1(2)	1(3)	-	-	10	20	20	0	0
4	18	15075	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	40	0	1(1)	1(2)	1(3)	-	-	10	20	40	0	0
5	23	10097	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	50	0	4(1)	4(2)	4(3)	4(4)	-	10	20	30	20	0
6	29	14865	Grossière	Grossière	Grossière	-	10	20	90	0	4(1)	4(2)	4(3)	4(4)	4(4)	10	20	30	30	30
7	1	4	Grossière	Grossière	Grossière	Grossière	10	20	20	30	4(1)	4(2)	4(3)	4(4)	-	10	20	20	30	0
8	1	7	Grossière	Grossière	Grossière	Grossière	10	20	20	70	4(1)	4(2)	4(3)	4(4)	4(4)	10	20	20	40	30
9	1	60	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	10	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	-	10	20	20	10	0
10	1	541	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	20	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	-	10	20	20	20	0
11	2	249	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	30	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	-	10	20	20	30	0
12	5	2246	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	70	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	5(4)	10	20	20	40	30
13	3	1585	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	20	90	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	5(4)	10	20	20	40	50
14	5	423	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	40	50	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	-	10	20	40	50	0
15	1	524	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	40	70	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	5(4)	10	20	40	40	30
16	1	165	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	70	20	5(1)	5(2)	5(3)	5(3)	5(4)	10	20	30	40	20
17	5	3440	Grossière	Grossière	Grossière	Moyenne	10	20	70	40	5(1)	5(2)	5(3)	5(3)	5(4)	10	20	30	40	40
18	1	43	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	10	20	20	30	6(1)	6(2)	6(3)	6(4)	-	10	20	20	30	0
19	1	161	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	10	20	20	70	6(1)	6(2)	6(3)	6(4)	6(4)	10	20	20	40	30
20	1	715	Grossière	Grossière	Grossière	Fine	10	20	40	50	6(1)	6(2)	6(3)	6(4)	-	10	20	40	50	0
21	2	13	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	20	0	7(1)	7(2)	7(3)	-	-	10	20	20	0	0
22	1	1601	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	40	0	7(1)	7(2)	7(3)	-	-	10	20	40	0	0
23	1	5	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	50	0	3(1)	3(2)	3(3)	-	-	10	20	50	0	0
24	1	70	Grossière	Grossière	Moyenne	-	10	20	90	0	3(1)	3(2)	3(3)	3(4)	-	10	20	40	50	0
25	27	9378	Grossière	-	-	-	10	0	0	0	2(1)	-	-	-	-	10	0	0	0	0
26	21	13958	Moyenne	Moyenne	-	-	10	20	0	0	8(1)	8(2)	-	-	-	10	20	0	0	0
27	1	32	Moyenne	Moyenne	Grossière	-	10	20	10	0	12(1)	12(2)	12(3)	-	-	10	20	10	0	0
28	1	0	Moyenne	Moyenne	Grossière	-	10	20	50	0	12(1)	12(2)	12(3)	12(4)	-	10	20	30	20	0
29	8	1162	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	10	0	9(1)	9(2)	9(3)	-	-	10	20	10	0	0
30	66	52945	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	20	0	9(1)	9(2)	9(3)	-	-	10	20	20	0	0
31	53	51707	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	40	0	9(1)	9(2)	9(3)	-	-	10	20	40	0	0
32	68	29065	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	50	0	10(1)	10(2)	10(3)	10(4)	-	10	20	30	20	0
33	75	50965	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	90	0	10(1)	10(2)	10(3)	10(4)	10(4)	10	20	30	30	30
34	11	9124	Moyenne	Moyenne	Moyenne	-	10	20	110	0	10(1)	10(2)	10(3)	10(4)	10(4)	10	20	30	40	40
35	1	131	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Grossière	10	20	40	50	11(1)	11(2)	11(3)	11(4)	-	10	20	40	50	0
36	2	33	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Grossière	10	20	70	20	11(1)	11(2)	11(3)	11(3)	11(4)	10	20	30	40	20
37	1	5	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne	10	20	40	50	10(1)	10(2)	10(3)	10(4)	-	10	20	40	50	0
38	1	45	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne	10	20	70	40	10(1)	10(2)	10(3)	10(4)	10(4)	10	20	30	40	40
39	1	145	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	10	20	20	10	13(1)	13(2)	13(3)	13(4)	-	10	20	20	10	0
40	3	146	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	10	20	40	50	13(1)	13(2)	13(3)	13(4)	-	10	20	40	50	0
41	1	361	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	10	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	-	10	20	20	10	0
42	8	2207	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	20	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	-	10	20	20	20	0
43	9	2730	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	30	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	-	10	20	20	30	0
44	26	17041	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	70	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	14(4)	10	20	20	40	30
45	5	1708	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	20	90	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	14(4)	10	20	20	40	50
46	3	762	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	40	10	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	-	10	20	40	10	0
47	10	9603	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	40	50	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	-	10	20	40	50	0
48	1	42	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	40	70	14(1)	14(2)	14(3)	14(4)	14(4)	10	20	40	40	30
49	1	576	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Fine	10	20	70	40	14(1)	14(2)	14(3)	14(3)	14(4)	10	20	30	40	40
50	1	548	Moyenne	Moyenne	Moy. fine	-	10	20	90	0	15(1)	15(2)	15(3)	15(4)	15(4)	10	20	30	30	30
51	2	448	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	20	0	16(1)	16(2)	16(3)	-	-	10	20	20	0	0
52	2	250	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	40	0	16(1)	16(2)	16(3)	-	-	10	20	40	0	0
53	11	2709	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	50	0	17(1)	17(2)	17(3)	17(4)	-	10	20	30	20	0
54	3	462	Moyenne	Moyenne	Fine	-	10	20	90	0	17(1)	17(2)	17(3)	17(4)	17(4)	10	20	30	30	30

n° SUTS	Fréquence	Superficie en France (km²)	Texture				Épaisseur des horizons des SUTS (cm)				Attribution des propriétés hydrodynamiques des SSUTS					Nouvelles épaisseurs des horizons après attribution des propriétés hydrodynamiques				
			Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz5	Hz1	Hz2	Hz3	Hz4	Hz5
55	1	1	Moyenne	Moyenne	Très fine	-	10	20	90	0	18(1)	18(2)	18(3)	18(4)	18(4)	10	20	30	30	30
56	31	15486	Moyenne	-	-	-	10	0	0	0	8(1)	-	-	-	-	10	0	0	0	0
57	10	4330	Moy. fine	Moy. fine	-	-	10	20	0	0	19(1)	19(2)	-	-	-	10	20	0	0	0
58	1	5	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	10	20	10	0	20(1)	20(2)	20(3)	-	-	10	20	10	0	0
59	1	0	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	10	20	40	0	20(1)	20(2)	20(3)	-	-	10	20	40	0	0
60	1	1	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	-	10	20	110	0	21(1)	21(2)	21(3)	21(4)	21(4)	10	20	30	40	40
61	3	18	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	10	0	22(1)	22(2)	22(3)	-	-	10	20	10	0	0
62	30	31990	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	20	0	22(1)	22(2)	22(3)	-	-	10	20	20	0	0
63	18	4416	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	40	0	22(1)	22(2)	22(3)	-	-	10	20	40	0	0
64	28	24438	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	50	0	23(1)	23(2)	23(3)	23(4)	-	10	20	30	20	0
65	42	28499	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	90	0	23(1)	23(2)	23(3)	23(4)	23(4)	10	20	30	30	30
66	11	20953	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	-	10	20	110	0	23(1)	23(2)	23(3)	23(4)	23(4)	10	20	30	40	40
67	1	41	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Moyenne	10	20	20	30	24(1)	24(2)	24(3)	24(4)	-	10	20	20	30	0
68	2	146	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	10	25(1)	25(2)	25(3)	25(4)	-	10	20	20	10	0
69	1	942	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	30	25(1)	25(2)	25(3)	25(4)	-	10	20	20	30	0
70	3	2109	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	70	25(1)	25(2)	25(3)	25(4)	25(4)	10	20	20	40	30
71	2	3898	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	20	90	25(1)	25(2)	25(3)	25(4)	25(4)	10	20	20	40	50
72	2	460	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	40	50	25(1)	25(2)	25(3)	25(4)	-	10	20	40	50	0
73	2	276	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	70	20	25(1)	25(2)	25(3)	25(3)	25(4)	10	20	30	40	20
74	3	1202	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Fine	10	20	70	40	25(1)	25(2)	25(3)	25(3)	25(4)	10	20	30	40	40
75	2	353	Moy. fine	Moy. fine	Moy. fine	Très fine	10	20	20	30	26(1)	26(2)	26(3)	26(4)	-	10	20	20	30	0
76	4	4123	Moy. fine	Moy. fine	Fine	-	10	20	50	0	27(1)	27(2)	27(3)	27(4)	-	10	20	30	20	0
77	1	196	Moy. fine	Moy. fine	Fine	-	10	20	90	0	27(1)	27(2)	27(3)	27(4)	27(4)	10	20	30	30	30
78	7	1468	Moy. fine	-	-	-	10	0	0	0	19(1)	-	-	-	-	10	0	0	0	0
79	3	4823	Fine	Fine	-	-	10	20	0	0	28(1)	28(2)	-	-	-	10	20	0	0	0
80	1	1	Fine	Fine	Moyenne	-	10	20	10	0	34(1)	34(2)	34(3)	-	-	10	20	10	0	0
81	15	6920	Fine	Fine	Fine	-	10	20	20	0	29(1)	29(2)	29(3)	-	-	10	20	20	0	0
82	10	2185	Fine	Fine	Fine	-	10	20	40	0	29(1)	29(2)	29(3)	-	-	10	20	40	0	0
83	52	33359	Fine	Fine	Fine	-	10	20	50	0	30(1)	30(2)	30(3)	30(4)	-	10	20	30	20	0
84	12	5925	Fine	Fine	Fine	-	10	20	90	0	30(1)	30(2)	30(3)	30(4)	30(4)	10	20	30	30	30
85	1	1021	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	20	30	31(1)	31(2)	31(3)	30(4)	-	10	20	20	30	0
86	1	722	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	20	70	31(1)	31(2)	31(3)	30(4)	30(4)	10	20	20	40	30
87	1	581	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	40	10	31(1)	31(2)	31(3)	30(4)	-	10	20	40	10	0
88	1	1203	Fine	Fine	Fine	Moyenne	10	20	70	40	31(1)	31(2)	31(3)	31(3)	31(4)	10	20	30	40	40
89	2	436	Fine	Fine	Fine	Moy. fine	10	20	40	10	35(1)	35(2)	35(3)	35(4)	-	10	20	40	10	0
90	1	14	Fine	Fine	Fine	Moy. fine	10	20	70	20	36(1)	36(2)	36(3)	36(4)	36(5)	10	20	30	40	20
91	9	5827	Fine	Fine	Fine	Très fine	10	20	20	30	32(1)	32(2)	32(3)	32(4)	-	10	20	20	30	0
92	2	487	Fine	Fine	Très fine	-	10	20	40	0	33(1)	33(2)	33(3)	-	-	10	20	40	0	0
93	2	608	Fine	Fine	Très fine	-	10	20	50	0	33(1)	33(2)	33(3)	33(4)	-	10	20	30	20	0
94	4	1728	Fine	-	-	-	10	0	0	0	29(1)	-	-	-	-	10	0	0	0	0
95	3	113	Très fine	Très fine	Très fine	-	10	20	90	0	37(1)	37(2)	37(3)	37(4)	-	10	20	30	60	0
96	17	3395	sols organiques ou affleurements rocheux				0	0	0	0	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0

Tableau 32 : Attribution des propriétés hydrodynamiques des 37 SSUTS aux 96 SUTS.

III.3. Détermination des teneurs en eau critiques des sols français à l'aide du modèle COMPSOIL

L'objectif de cette partie est de déterminer les teneurs en eau du sol pour lesquelles le tassement lié à un passage d'engin aboutit à une masse volumique jugée comme critique par rapport aux fonctions du sol. Ces teneurs en eau dites *critiques* peuvent être calculées à l'aide du modèle COMPSOIL en fonction du type de sol et des engins utilisés. En effet, le modèle COMPSOIL calcule l'augmentation de la masse volumique en fonction des contraintes appliquées à la surface du sol et des paramètres mécaniques, qui varient en fonction de la texture et de la teneur en eau. Nous commençons par déterminer les masses volumiques critiques en fonction de la classe de texture. Nous avons proposé, dans la partie I.5.3., de caractériser l'intensité du tassement des sols à partir de deux variables : l'indice des vides structuraux et la packing density. Il nous faut maintenant définir les teneurs en eau engendrant leurs valeurs critiques pour chaque classe de texture présente dans la BDGSF.

III.3.1. Détermination des critères de tassement critique

III.3.1.a La masse volumique critique

Nous proposons une méthode de calcul de la masse volumique critique (variable de sortie de COMPSOIL) à partir de l'analyse du système de porosité et des concepts de porosité texturale et structurale proposée par Stengel *et al.* (1979) et Monnier *et al.* (1973).

Les résultats obtenus dans le cadre du projet DST (Richard *et al.*, 2008) ont montré qu'au-delà d'une masse volumique de $1,45 \text{ g cm}^{-3}$ les fonctions agricoles et environnementales d'un sol limoneux sont affectées, et ce, pour une épaisseur minimale comprise entre 5 et 15 cm.

Nous calculons l'indice des vides structuraux critique à partir de l'indice des vides totaux et texturaux. L'indice des vides totaux critique est déterminé à partir de la masse volumique critique. Les formules suivantes permettent de calculer les différents indices des vides à partir de la masse volumique de sol et de solide et de la masse volumique de l'agrégat millimétrique (représentant la porosité texturale) :

L'indice des vides totaux (e) :

$$e = \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \quad [26]$$

L'indice des vides texturaux (e_t) :

$$e_t = v \times \rho_s - 1 \quad [27]$$

L'indice des vides structuraux (e_s) :

$$e_s = e - e_t \quad [28]$$

La droite de saturation correspond au volume spécifique maximal (v_{max}) que les agrégats peuvent atteindre à saturation. Elle est de la forme :

$$e_{t,max} = \frac{\rho_s}{\rho_{eau}} w \quad [29]$$

L'indice des vides texturaux est estimé à partir de la courbe de retrait en fonction de la teneur en eau des agrégats. La figure 67 présente la courbe de retrait du sol de Mons. Pour une teneur en eau massique variant de 0 à 27 %, l'indice des vides texturaux varie de 0,5 à 0,66.

Courbe de retrait du sol de Mons (0-30 cm)

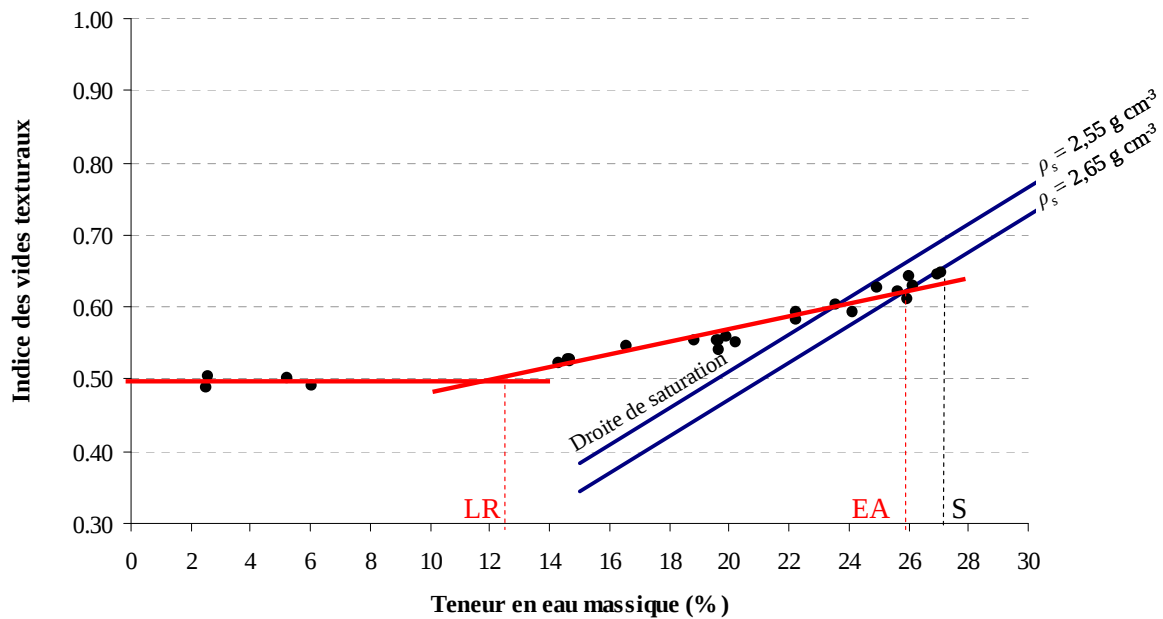


Figure 67 : Courbe de retrait du sol de surface de Mons réalisée sur des agrégats de 2-3 mm de diamètre (Inra de Laon). S = saturation, EA = point d'entrée d'air, LR = limite de retrait.

La courbe de retrait permet de définir les variations du volume d'agrégats de sol (volume élémentaire représentatif de la porosité texturale d'un horizon de sol) en fonction de leur teneur en eau. Sur la figure 67, nous identifions trois états hydriques importants :

- la teneur en eau à saturation (S) lorsque l'eau occupe la totalité du volume poral textural,
- le teneur en eau au point d'entrée d'air (EA) lorsque l'air entre dans le volume poral de l'agrégat,
- la teneur en eau à la limite de retrait (LR) en-deçà de laquelle il n'y a plus de variation du volume spécifique.

Pour une masse volumique (ρ) donnée de $1,45 \text{ g cm}^{-3}$, l'indice des vides totaux (e) vaut 0,77. A saturation ($w = 27 \%$), l'indice des vides structuraux (e_s) vaut 0,11. Au point d'entrée d'air (EA) e_s vaut 0,15 et à la limite de retrait (LR) e_s vaut 0,27. Nous considérons que le point d'entrée d'air correspond à un état hydrique des sols couramment rencontré au moment des passages d'engin, soit 23 % pour le sol limoneux de Mons. A cet état hydrique (point EA), nous obtenons un indice des vides structuraux e_s de 0,15. Nous proposons d'utiliser cette valeur pour caractériser un tassement critique des sols.

Afin de déterminer la masse volumique critique des sols de texture moyenne, fine et très fine, nous utilisons les courbes de retrait des sols des Carrés, d'Avignon et de Fréville de la base de données

HYMEC (Annexe B). La masse volumique critique est estimée pour chaque point de mesure des courbes de retrait des sols (figures 69 à 72). Connaissant les indices des vides texturaux et l'indice des vides structuraux critique de 0,15, nous calculons les masses volumiques critiques pour ces trois sols à partir de l'équation suivante :

$$\rho_c = \frac{\rho_s}{e+1} = \frac{\rho_s}{(e_t + 0,15) + 1} \quad [30]$$

Il n'est pas possible de mesurer le retrait des sols sableux, nous avons donc recours à une autre méthode pour le sol de la texture grossière. Nous réalisons une analyse de sensibilité des teneurs en eau critiques aux variations de la masse volumique critique variant de 1.4 à 1.6 g cm⁻³. Nous choisissons une masse volumique critique qui correspond à celle calculée lorsque la teneur en eau du sol est à la capacité au champ pour la plus faible contrainte appliquée (40 kPa). Le sol de Rivaulde présente une teneur en eau massique au potentiel $h = -100$ hPa de 15,6 %. Les résultats présentés dans le tableau 33 montrent que pour une teneur en eau de 15 %, la masse volumique après tassement est de 1,55 g cm⁻³, valeur que nous considérons comme critique pour toutes les contraintes appliquées.

	Masse volumique critique (g cm ⁻³)	Teneur en eau massique (%)					
		40 kPa		100 kPa		140 kPa	
		0-10 cm	10-30 cm	0-10 cm	10-30 cm	0-10 cm	10-30 cm
Rivaulde	1.4	3	5	0	0	0	0
	1.45	7	9	0	0	0	0
	1.5	11	12	5	7	0	0
	1.55	15	15	10	11	5	7
	1.6	18	18	14	15	11	12

Tableau 33 : Analyse de sensibilité de la teneur en eau critique de Rivaulde aux variations de la masse volumique critique obtenue avec les propriétés mécaniques corrigées.

Les figures 68 à 72 présentent les variations de la masse volumique critique en fonction de la teneur en eau massique des sols de Rivaulde, Les Carrés, Mons, Avignon et Fréville. Les teneurs en eau colorées en rouge sur les graphiques correspondent aux ruptures de pente de la relation reliant la masse volumique à la teneur en eau massique.

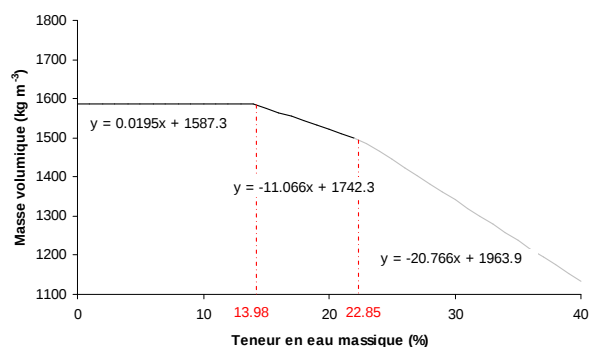


Figure 68 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol des Carrés (texture moyenne) en fonction de la teneur en eau. La partie de la courbe grisée correspond au prolongement de la droite de saturation en dehors des mesures réalisées sur les agrégats de sol.

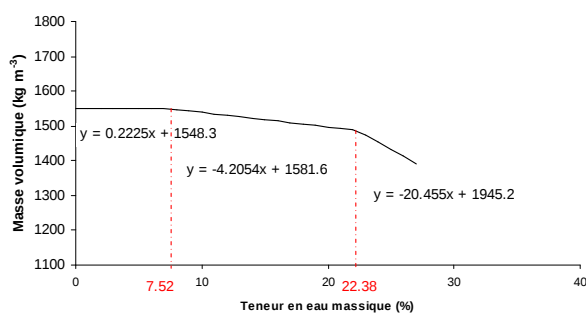


Figure 69 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol de Mons (texture moyenne fine) en fonction de la teneur en eau.

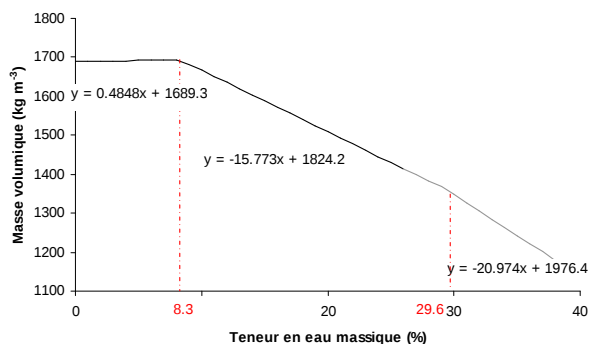


Figure 70 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol d'Avignon (texture fine) en fonction de la teneur en eau. La partie de la courbe grisée correspond au prolongement de la droite de saturation en dehors des mesures réalisées sur les agrégats de sols.

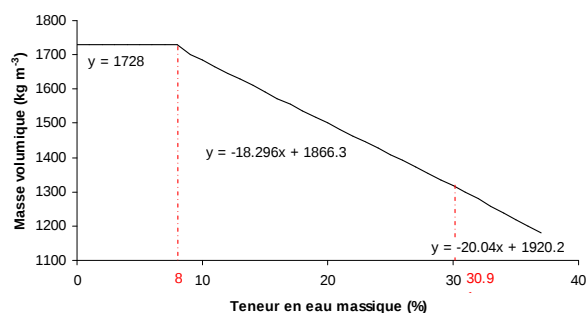


Figure 71 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol de Fréville (texture très fine) en fonction de la teneur en eau.

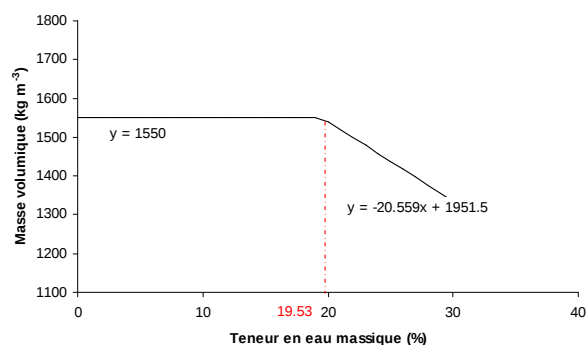


Figure 72 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol de Rivaulde (texture grossière) en fonction de la teneur en eau.

III.3.1.b La packing density critique

D'après Weisskopf (2008) et Tobias et Tietje (2007), la valeur de la Packing Density critique est de $1,7 \text{ g cm}^{-3}$. Cette packing density critique est utilisée par la Confédération Suisse dans la caractérisation des sols à protéger en priorité. La packing density étant calculée à partir de la masse volumique et de la teneur en argile du sol, il est facile de déterminer la masse volumique critique de chaque texture à partir de la valeur critique de packing density, à savoir $1,7 \text{ g cm}^{-3}$. Ces valeurs de masses volumiques critiques sont présentées dans le tableau 34 pour les cinq textures de la BDGSF.

Texture	$PD_{critique}$ (g cm ⁻³)	Teneur en argile (%)	$\rho_{critique}$ (g cm ⁻³)
Grossière	1,7	8	1.628
Moyenne		17.5	1.543
Moyenne fine		17.5	1.543
Fine		48	1.268
Très fine		75	1.025

Tableau 34 : Calcul de la masse volumique critique des cinq textures de la BDGSF à partir de l'équation [5] pour une packing density critique ($PD_{critique}$) de 1,7 g cm⁻³.

III.3.2. Détermination des teneurs en eau critiques

III.3.2.a Méthodologie

La teneur en eau critique des sols est estimée avec le modèle COMPSOIL. Nous cherchons à estimer cette teneur en eau critique pour des scénarios qui tiennent compte de :

- la structure du sol au moment du passage de l'engin
- l'équipement utilisé au moment du travail du sol
- les propriétés mécaniques des sols décrits dans la partie II.3.3.
- l'épaisseur de la couche tassée.

Les fonctionnalités du sol ne sont pas affectées de la même manière selon que la couche de sol tassée est importante ou non. Nous choisissons d'évaluer les conséquences du tassement pour une couche tassée de 5 à 15 centimètres d'épaisseur¹².

• La structure du sol au moment du passage de l'engin

La structure d'un sol cultivé présente une très forte variabilité spatiale et temporelle selon l'histoire culturale de chaque parcelle. Nous imposons une masse volumique de 1,3 g cm⁻³ en surface (0-30 cm) et de 1,55 g cm⁻³ en profondeur (> 30 cm). Pour l'horizon de surface, c'est une valeur moyenne pour des sols labourés annuellement (Richard *et al.*, 2007). On ne tient pas compte des effets éventuels des systèmes de travail du sol sur le niveau de la masse volumique du sol.

¹² Les valeurs de 5 et 15 cm ont été déterminées suite à une analyse de sensibilité des teneurs en eau critiques aux variations de l'épaisseur de la couche tassée. Nous avons déterminé les teneurs en eau critiques dès l'apparition d'une couche de 5 cm, 10 et 15 cm. Les résultats pour une épaisseur de 10 et 15 cm sont relativement proches l'une de l'autre. Nous avons donc choisi d'analyser les risques de tassement d'une couche de 5 cm et 15 cm.

- **L'équipement utilisé au moment des interventions culturales**

Nous utilisons les travaux de Godin (2000) sur le recensement des caractéristiques des engins afin de sélectionner les trois interventions culturales : les opérations de préparation du lit de semences et de semis, les apports de fertilisants et la pulvérisation de produits phytosanitaires, la récolte. Le tableau 35 présente les caractéristiques des trois types d'engins utilisés pour chaque opération. Les contraintes appliquées à la surface du sol varient entre 40 kPa au semis et 140 kPa à la récolte.

Interventions	Charge L (t)	Diamètre d (mm)	Largeur b (mm)	Pression de gonflage P_i (bar)	Aire de contact A (m ²)	Contrainte σ (kPa)
Préparation/Semis	1.1	1426	520	0.8	0.2685	40
Protection	2	1672	244	2.6	0.1753	100
Récolte	7.3	1864	608	3.6	0.5083	140

Tableau 35 : Caractéristiques des trois types d'engins utilisés pour estimer les risques de tassement des sols à l'échelle nationale.

III.3.2.b Résultats des teneurs en eau critiques

Les simulations ont été réalisées avec les deux modes de détermination des propriétés mécaniques (avec ou sans correction-II.3.3.). Le modèle COMPSOIL a d'abord été paramétré avec les fonctions de pédotransfert de N et λ réalisées par classe de texture (moyenne fine, fine et très fine) et par sol (Rivaulde pour la texture grossière et Les Carrés pour la texture moyenne). En effet, les paramètres obtenus pour les textures grossière et moyenne aboutissaient à des résultats contradictoire avec l'effet connu de la teneur en eau du fait que les paramètres mécaniques ne varient pas avec la teneur en eau initiale du sol (tableau 23) dans les fonctions de K . Saffih-Hdadi.

Les simulations de COMPSOIL ont été réalisées pour l'ensemble des couples de teneur en eau des horizons 0-10 et 10-30 cm (de 0 % massique à la teneur en eau à saturation des sols avec un pas de discrétisation de 1 ou 2 %). Un formulaire Access a été développé par l'INRA de Laon afin d'enchaîner les simulations de teneurs en eau différentes et de déterminer automatiquement les couples qui aboutissent à la masse volumique critique sur une épaisseur donnée. La figure 73 est un exemple de représentation des résultats des simulations. L'ensemble des résultats des simulations de COMPSOIL est présenté en annexe C.

On observe qu'il existe :

- un seuil minimal dans l'horizon 10-30 cm où le sol ne se tasse jamais (nommé L1)
- un seuil maximal (nommé L2) où le sol se tasse toujours
- un seuil dans l'horizon 0-10 cm où le sol se tasse uniquement si la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm se situe entre L1 et L2.

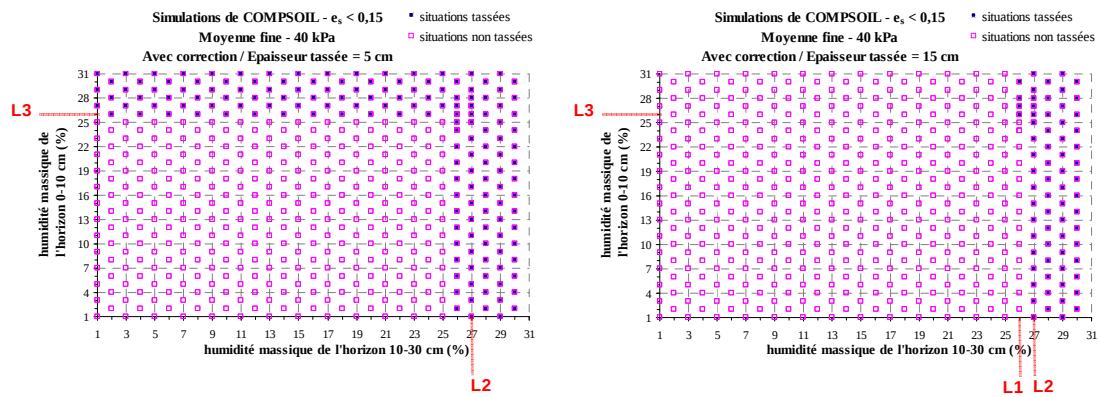


Figure 73 : Résultats des simulations COMPSOIL concernant les sols de texture moyenne fine soumis à une contrainte de 40 kPa. A gauche, L1 = 0 %, L2 = 26 % et L3 = 26 % pour une épaisseur tassée de 5 cm minimum. A droite, L1 = 26 %, L2 = 27 % et L3 = 26 % pour une épaisseur tassée de 15 cm minimum.

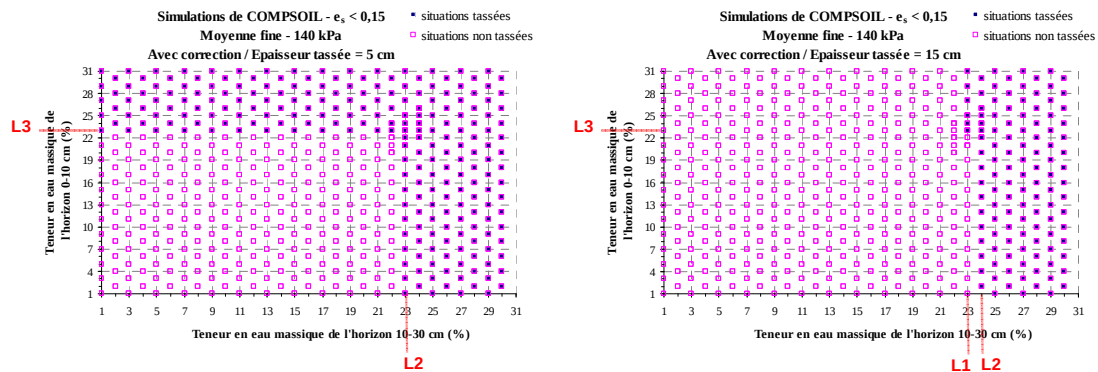


Figure 74 : Résultats des simulations COMPSOIL concernant le sol de texture moyenne fine soumis à une contrainte de 140 kPa. A gauche, L1 = 0 %, L2 = 23 % et L3 = 23 % pour une épaisseur tassée de 5 cm minimum. A droite, L1 = 23 %, L2 = 24 % et L3 = 23 % pour une épaisseur tassée de 15 cm minimum.

Nous remarquons qu'une teneur en eau très faible dans l'horizon de surface (0-10 cm) ne réduit pas les phénomènes de tassement. On ne retrouve pas un éventuel effet protecteur d'une couche sèche en surface du sol. Dans nos simulations, c'est la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm qui est déterminante.

L'ensemble des teneurs en eau critiques a été estimé à partir des propriétés mécaniques des sols de la base de données HYMEC. Or, le calcul des teneurs en eau journalières des sols français est réalisé à partir des propriétés hydrodynamiques de la base de données HYPRES. Afin de faire coïncider nos paramétrages hydriques et mécaniques, c'est-à-dire le calcul des teneurs en eau journalières d'un côté et des teneurs en eau critiques de l'autre, nous transformons les teneurs en eau critiques des sols de la base de données HYMEC en teneurs en eau critiques de la base HYPRES par le biais de la courbe de rétention en eau : on considère que le potentiel de l'eau à la teneur en eau critique est le même entre les sols de même texture de la base de données HYMEC et ceux de la base de données HYPRES.

- **Pour l'indice des vides structuraux de 0,15**

Le tableau 36 montre que les teneurs en eau massiques critiques estimées à partir de l'indice des vides structuraux de 0,15 et engendrant une épaisseur de sol tassé de 5 cm présentent des valeurs entre 11 et 43 %. Les valeurs les plus basses sont atteintes par les sables (texture grossière) lorsqu'ils sont soumis à une contrainte élevée (140 kPa). Les seuils les plus élevés sont atteints par les argiles lourdes (texture très fine) lorsqu'elles sont soumises à une contrainte faible (40 kPa). On observe également qu'une épaisseur de sol tassé de 5 cm se forme très facilement quelle que soit la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm. En revanche, les résultats du tableau 37 montrent qu'une épaisseur de sol tassé de 15 cm se forme plus difficilement : la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm doit être supérieure à la limite L1. Par contre les limites L2 ou L3 sont du même ordre de grandeur qu'elles engendrent une couche tassée de 5 ou 15 cm.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour $e_s = 0,15$ avec correction / couche tassée = 5 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	0	22.3	22.3	0	20.1	18.5	0	15.1	11
Moyenne	0	27.7	27	0	26.3	25.5	0	24.5	23.4
Moyenne fine	0	27.3	27.3	0	26.6	25.8	0	24.7	24.7
Fine	0	35.9	35.9	0	35.1	34.4	0	33.7	33.7
Très fine	0	42.6	41.3	0	40.1	38.8	0	38.8	37.6

Tableau 36 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour $e_s = 0,15$ avec correction / couche tassée = 15 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	22.3	23.2	22.3	18.5	21.3	16.8	15.1	16.8	11
Moyenne	0	27.7	100	26.3	27	22.3	24.5	25.5	23.4
Moyenne fine	27.3	27.9	27.3	0	26.6	100	24.7	25.8	24.7
Fine	35.9	36.7	35.9	0	35.1	100	33.7	34.4	33.7
Très fine	0	42.6	100	40.1	41.3	38.8	0	38.8	100

Tableau 37 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 15 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15. Les valeurs de L3 = 100 % (valeurs fictives) signifient que la teneur en eau de l'horizon 0-10 cm n'engendrera jamais un tassement des sols de 15 cm.

Les tableaux 38 et 39 présentent les résultats des teneurs en eau critiques lorsqu'on considère une compression pure (sans cisaillement). Nous observons que le paramétrage de COMPSOIL sans correction conduit à des seuils de teneurs en eau critiques plus élevés.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour $e_s = 0,15$ sans correction / couche tassée = 5 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	0	25.4	25.4	0	25.1	24.8	0	23.8	22.3
Moyenne	0	29.2	29	0	28.2	27.7	0	26.3	25.5
Moyenne fine	0	28.9	28.7	0	27.9	27.3	0	26.6	25.8
Fine	0	40.5	38.9	0	36.7	36.7	0	35.9	35.1
Très fine	0	43.8	43.8	0	42.6	42.6	0	41.3	40.1

Tableau 38 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15. Simulations sans correction des paramètres mécaniques.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour $e_s = 0,15$ sans correction / couche tassée = 15 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	25.4	25.6	25.4	0	25.1	100	0	24.8	21.3
Moyenne	0	29.2	100	28.2	28.6	22.3	26.3	27.7	17
Moyenne fine	28.7	28.9	28.7	27.9	28.3	27.3	26.6	27.3	25.8
Fine	0	40.5	100	36.7	37.7	36.7	35.9	36.7	16.8
Très fine	0	43.8	100	0	42.6	100	41.3	42.6	38.8

Tableau 39 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 15 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15. Simulations sans correction des paramètres mécaniques. Les valeurs de L3 = 100 % (valeurs fictives) signifient que la teneur en eau de l'horizon 0-10 cm n'engendrera jamais un tassement des sols de 15 cm.

- **Pour les indices des vides structuraux de 0,10 et 0,20**

Nous souhaitons évaluer l'impact de la valeur de l'indice des vides structuraux jugé comme critique. Nous le faisons varier de $\pm 0,05$. On obtient un indice des vides structuraux critique de 0,10 (qui équivaut à une masse volumique critique de $1,48 \text{ g cm}^{-3}$ pour le sol limoneux de Mons) ou de 0,20 (qui équivaut à une masse volumique critique de $1,40 \text{ g cm}^{-3}$). Le tableau 40 présente les teneurs en eau critiques obtenues avec $e_s = 0,10$ et le tableau 41 présente celles obtenues avec $e_s = 0,20$.

Les teneurs en eau critiques obtenues avec $e_{sc} = 0,20$ montrent un plus grand écart avec notre valeur de référence ($e_s = 0,15$). Pour l'indice des vides structuraux de 0,10, les teneurs en eau critiques diminuent au plus de 0,5 % sous une faible contrainte (40 kPa) et de 2 % massique sous une forte contrainte (140 kPa). Pour l'indice des vides structuraux de 0,20, les teneurs en eau critiques diminuent au plus de 1,3 % sous une faible contrainte (40 kPa) et de 2,6 % massique sous une forte contrainte (140 kPa).

Les teneurs en eau critiques obtenues sur les sols de texture grossière ne varient pas en fonction de l'indice des vides structuraux critique car nous ne faisons varier que la droite de saturation de la figure 72.

Etant donné la proximité des teneurs en eau critiques obtenues avec un indice des vides structuraux de 0,10/ 0,15 ou bien 0,20, nous ne présenterons que les estimations des risques de tassement à partir d'indice des vides structuraux (e_s) de 0,15.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour $e_s = 0,10$ avec correction / couche tassée = 5 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	0	22.3	22.3	0	20.1	18.5	0	15.1	11
Moyenne	0	28.2	28.2	0	27	26.3	0	26.3	25.5
Moyenne fine	0	27.9	27.3	0	27.3	26.6	0	26.6	25.8
Fine	0	36.7	36.7	0	35.9	35.1	0	35.1	34.4
Très fine	0	42.6	42.6	0	41.3	41.3	0	40.1	38.8

Tableau 40 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,10.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour $e_s = 0,20$ avec correction / couche tassée = 5 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	0	22.3	22.3	0	20.1	18.5	0	15.1	11
Moyenne	0	27	26.3	0	24.5	23.4	0	22.3	22.3
Moyenne fine	0	26.6	26.6	0	24.7	24.7	0	22.1	20.6
Fine	0	35.1	35.1	0	35.7	35.7	0	33.1	32.4
Très fine	0	41.3	40.1	0	38.8	37.6	0	36.4	35.1

Tableau 41 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,20.

- **Pour la Packing Density de $1,7 \text{ g cm}^{-3}$**

Nous observons dans le tableau 42 que les teneurs en eau massiques critiques ne peuvent pas être estimées pour toutes les textures. D'une part, les textures fine et très fine présentent une masse volumique critique tellement faible ($1,268$ et $1,025 \text{ g cm}^{-3}$ respectivement) que les sols présentent, avant même de subir un passage d'engin, un état structural tassé. D'autre part, les textures grossière et moyenne fine présentent des masses volumiques critiques que les simulations de COMPSOIL n'atteignent jamais (cas en orange dans le tableau).

Par exemple, la texture moyenne fine, n'atteint jamais la masse volumique critique de $1,543 \text{ g cm}^{-3}$. La masse volumique maximale obtenue après application d'une contrainte de 140 kPa est de $1,514 \text{ g cm}^{-3}$.

Néanmoins, pour les quelques teneurs en eau critiques qu'il a été possible d'estimer, on observe que les teneurs en eau critiques des textures moyenne et grossière (pour une contrainte de 100 kPa) sont relativement proches de ceux obtenus à partir de l'indice des vides structuraux de 0,15 (2 % d'écart au

maximum). En revanche, les teneurs en eau critiques de la texture grossière peuvent atteindre 8 % d'écart pour une contrainte de 140 kPa.

Texture	Teneur en eau critique (% massique) pour une Packing Density critique de 1,7 g cm ⁻³ / couche tassée = 5 cm								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière				0	25.1	24.8	0	24.4	23.8
Moyenne	0	28.2	27.7	0	26.3	25.5	0	23.4	22.3
Moyenne fine									
Fine	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Très fine	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 42 : Teneurs en eau critiques par texture et par type d'engin, estimées à partir de la packing density critique de 1,7 g cm⁻³.

- **A partir de la teneur en eau à la capacité au champ (paramétrage amélioré)**

Le tableau 43 présente les teneurs en eau au potentiel matriciel $h = -100$ hPa. Cette valeur correspond à la teneur en eau à la capacité au champ des cinq classes de texture de la BDGSF estimées avec les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999) et ajustées au modèle de Mualem-van Genuchten (1980).

Texture	Teneur en eau critique (% massique) à la capacité au champ								
	40 kPa			100 kPa			140 kPa		
	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	0	16	16	0	16	16	0	16	16
Moyenne	0	24	24	0	24	24	0	24	24
Moyenne fine	0	26.4	26.4	0	26.4	26.4	0	26.4	26.4
Fine	0	36	36	0	36	36	0	36	36
Très fine	0	56	56	0	56	56	0	56	56

Tableau 43 : Teneurs en eau à la capacité au champ ($h = -1000$ hPa) estimées à partir des courbes de rétention en eau de Wösten *et al.*, 1999, par texture et par type d'engin.

- **A partir de la teneur en eau à la capacité au champ du paramétrage existant de STICS**

Dans le but de comparer les risques de tassement obtenus à partir du paramétrage existant ou amélioré de STICS, nous indiquons, dans le tableau 44, les teneurs en eau critiques à la capacité au champ du paramétrage existant de STICS. Ces teneurs en eau varient en fonction de la texture et de la masse volumique des sols. Au sein d'une même classe de texture, la teneur en eau critique varie en fonction des UTS de la BDGSF.

Texture	Masse volumique (g cm ⁻³)	Teneur en eau critique (% massique) à la capacité au champ								
		40 kPa			100 kPa			140 kPa		
		10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm	10-30 cm		0-10 cm
		L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Grossière	1.20	0	14.8	14.8	0	14.8	14.8	0	14.8	14.8
	1.50	0	11.4	11.4	0	11.4	11.4	0	11.4	11.4
Moyenne	1.40	0	22.2	22.2	0	22.2	22.2	0	22.2	22.2
Moyenne fine	1.40	0	23.1	23.1	0	23.1	23.1	0	23.1	23.1
Fine	1.20	0	34.2	34.2	0	34.2	34.2	0	34.2	34.2
	1.40	0	26.9	26.9	0	26.9	26.9	0	26.9	26.9
Très fine	1.10	0	39.2	39.2	0	39.2	39.2	0	39.2	39.2
	1.30	0	33.2	33.2	0	33.2	33.2	0	33.2	33.2

Tableau 44 : Teneurs en eau estimées à partir du paramétrage expert de STICS, par texture, masse volumique et par type d'engin.

III.3.2.c Conclusion : variations des ordres de grandeur des teneurs en eau critiques

Les teneurs en eau critiques varient énormément en fonction de la méthode d'estimation choisie. L'effet de la correction des propriétés mécaniques est important pour les sols de texture grossière sous une contrainte de 100 et 140 kPa et pour les sols de texture fine sous une contrainte de 40 kPa. Les seuils pour les sols de texture moyenne et moyenne fine sont très peu influencés par la correction des propriétés mécaniques. Dans tous les cas, la prise en compte des contraintes de cisaillement engendre une diminution des seuils de teneur en eau critique. L'écart entre les deux méthodes peut atteindre au maximum 8,7 % pour les sols de texture grossière sous une contrainte de 140 kPa (épaisseurs tassées de 5 et 15 cm confondues).

L'effet de l'épaisseur de la couche tassée modifie essentiellement les seuils L1. Les seuils L2 sont relativement proches, il est toujours plus difficile d'engendrer une couche tassée de 15 cm d'épaisseur que de 5 cm. Le seuil L1 est, dans ce cas, le facteur limitant le tassement. Plus la teneur en argile augmente, plus le sol se tasse difficilement sur 15 cm d'épaisseur. En effet, les plus grandes variations de L1 ont lieu pour les textures fine et très fine, quelle que soit la contrainte appliquée sur le sol. Cependant, le seuil L1 n'a pas toujours d'effet sur le tassement de 15 cm d'épaisseur. Son influence varie en fonction de la texture et de la contrainte.

L'effet du choix du critère de tassement est très important. Nous avons vu précédemment, concernant l'indice des vides structuraux, qu'il n'y a pas de différence importante lorsque l'indice des vides varie de $\pm 0,05$. Concernant la packing density, les seuils L2 sont relativement proches de ceux obtenus avec l'indice des vides structuraux de 0,15, excepté pour les sols argileux (textures fine et très fine). La packing density engendre un seuil égal à zéro, c'est-à-dire qu'il y a tassement quelle que soit la teneur

en eau du sol. Concernant les seuils obtenus avec la capacité au champ, ils sont relativement proches de ceux obtenus avec l'indice des vides structuraux de 0,15, excepté pour les sols de texture très fine où la teneur en eau critique augmente de 17 % lorsqu'on utilise la teneur en eau à la capacité au champ. Cette teneur en eau critique est liée aux propriétés hydrodynamiques des sols de texture très fine décrites par les classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999) où nous avons vu, dans la figure 28 (partie III.1.1.), que la teneur en eau des sols de texture très fine était très élevée par rapport aux autres courbes de rétention en eau volumique.

Dans l'ensemble, les teneurs en eau critiques sont relativement différentes, surtout lorsque les sols sont de texture argileuse. Nous envisageons donc de spatialiser les risques de tassement des sols de France avec les teneurs en eau critiques estimées avec un indice des vides critique de 0,15, puis de réaliser une étude d'impact du choix de la méthode d'estimation des teneurs en eau critiques sur la prévision des risques de tassement des sols français.

Partie IV. Cartographie des risques de tassement des sols français

Cette partie décrit l'élaboration des différentes cartes de risques de tassement des sols de France et en présente l'analyse. Nous expliquons, en premier lieu, la méthodologie d'élaboration des cartes, puis les cartes qui en résultent pour les cultures de blé tendre d'hiver et de maïs. Nous analysons ensuite les cartes obtenues pour déterminer l'effet du sol, du climat et des contraintes sur les résultats. Puis, nous analysons, pour la période de récolte du maïs, l'impact de nos choix de critères du calcul des risques de tassement des sols. Enfin, nous présentons les estimations des risques de tassement des sols face aux changements climatiques.

IV.1. Méthodologie

Les cartes de risque de tassement des sols sont conçues à partir de plusieurs bases de données spatialisées que nous cherchons, tout d'abord, à combiner afin de définir les unités de simulation sur lesquelles le modèle STICS doit être appliqué pour calculer la teneur en eau journalière des sols. Dans un second temps, nous expliquons comment nous déterminons les risques de tassement des sols à partir des teneurs en eau journalières résultantes.

IV.1.1. Création des unités de simulation

La combinaison spatiale de la Base de Données Géographique des Sols de France (BDGSF), des données climatiques (figure 15) et des régions agronomiques (figure 17) permet de définir des Unités Cartographiques de Simulation (UCSI). On en dénombre 3523 sur notre zone de simulation (France entière sans la Corse).

La figure 75 décrit la construction des UCSI et des Unités Typologiques de Simulation (UTSI). Une UCSI correspond à l'intersection entre une UCS, un polygone climatique et une région agronomique. Une UCS contient une ou plusieurs UTS dont on connaît le pourcentage d'occupation. Par analogie avec la structure de la BDGSF, on appelle UTSI, la part de l'UCSI représentée par chacune des UTS. Lorsque deux UTS présentent les mêmes valeurs de paramètres d'entrée de STICS, elles sont

regroupées pour former une seule UTSI et leur occupation surfacique est sommée (cas des UTS 1 et 2 dans l'UCSI 1 de la figure 75). On obtient donc :

- une liste d'UCSI définies par un numéro d'UCS, un numéro de polygone climatique et un numéro de région agronomique,
- une liste d'UTSI définies par leurs paramètres d'entrée sol, leurs données climatiques et leurs dates d'intervention,
- le pourcentage de surface que représente chaque UTSI au sein des UCSI.

STICS est utilisé pour calculer la teneur en eau journalière de l'ensemble des UTSI afin d'évaluer les fréquences d'apparition d'un excès d'eau dans les sols. On dénombre 8266 UTSI. Les teneurs en eau sont calculées dans les horizons 0-10 cm et 10-30 cm de chacune des UTSI pour 30 années culturales. Chaque UTSI contient 21 914 valeurs de teneurs en eau ($[365 \text{ jours} \times 30 \text{ années} + 7 \text{ jours en années bissextiles}] \times 2 \text{ horizons}$).

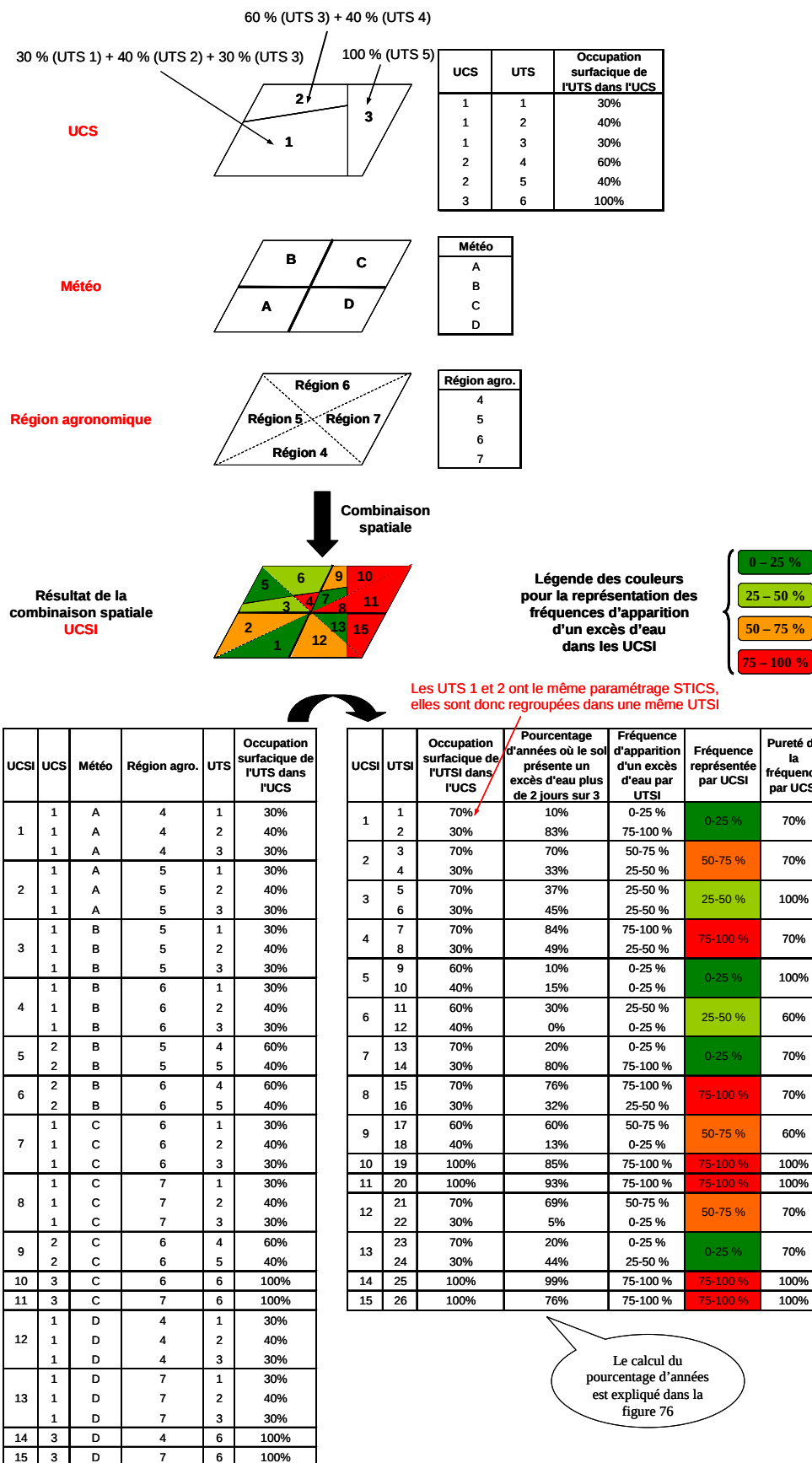


Figure 75 : Schéma descriptif de la construction des UCSI, des UTSI et de la fréquence d'apparition d'un excès d'eau représentée par UCSI (d'après C. Le Bas).

IV.1.2. Paramétrage du modèle STICS pour la cartographie des risques de tassement

Le calcul des teneurs en eau journalières, pour l'ensemble des UTSI, est réalisé avec le modèle STICS pendant une année culturale complète. Les simulations sont indépendantes et initialisées chaque année afin d'éviter un éventuel biais sur le calcul des teneurs en eau journalières au bout de trente ans. Nous effectuons donc trente initialisations pour trente années simulées au total.

Le paramétrage de STICS nécessite de renseigner les paramètres décrits dans le tableau 46 et correspondant à quatre ensembles de paramètres ou de données :

- les paramètres d'entrée "sols" : le Tableau 46 précise la modalité d'estimation de ces paramètres et la valeur prise lorsque cette valeur est unique :
 - i. certains paramètres sont fixés à une valeur unique, soit parce qu'ils sont difficiles à estimer pour tous les sols, soit parce qu'ils influencent peu les calculs des risques de tassement des sols à l'échelle nationale ;
 - ii. d'autres correspondent à des activations de fonctions optionnelles (seule la fonction permettant la prise en compte de la macroporosité a été activée) ;
 - iii. certains paramètres sont estimés par UTS (cf. partie III.2).
- les paramètres d'entrée "Itinéraires Techniques" : il s'agit ici de décrire les itinéraires techniques des deux cultures étudiées, le blé tendre d'hiver et le maïs. Il y a donc deux jeux de paramètres, un par culture. Nous avons choisi de réaliser les simulations sur l'ensemble des sols sans tenir compte de l'occupation du sol réelle. En effet, celle-ci n'est pas connue avec précision, notamment en termes de relation sol-occupation, et en plus elle évolue dans le temps. Les résultats présentés devront donc être relativisés par rapport aux cartes d'occupation du sol pour les deux cultures. Nous avons choisi de travailler sans irrigation. Les dates de semis et les dates de récolte correspondent aux dates du tableau 9. Nous avons choisi un seul groupe variétal pour le blé tendre d'hiver (correspondant à la variété Soissons, groupe de précocité moyenne) et deux groupes variétaux pour le maïs (correspondant à la variété précoce Furio pour les régions 4, 5 et 8, et à la variété tardive DK250 pour les autres régions).
- les données climatiques : elles correspondent aux données simulées par le modèle ARPEGE sur l'ensemble du territoire pour les trois climats (climat actuel et deux climats futurs). Nous ne disposons pas des données simulées pour la Corse. Nous n'avons donc pas pu calculer les teneurs en eau journalières, ainsi que les risques de tassement, en Corse.
- les paramètres d'initialisation :
 - i. la densité racinaire initiale (densinitial) est à 0 puisque l'on commence les simulations en sol nu,

- ii. la quantité d'azote minéral du sol a été fixée à 0,
- iii. les humidités initiales des horizons du sol (Hinitf) sont fixées à la teneur en eau à la capacité au champ (HCCF) au 1^{er} janvier pour le maïs et à la teneur en eau au point de flétrissement (HMINF) au 15 août pour le blé tendre d'hiver.
- iv. Les valeurs de la quantité d'azote nitrique du sol (NO3initf) varient avec la profondeur, comme le décrit le tableau 45.

Azote nitrique présent dans le sol par horizon de 30 cm d'épaisseur		
	Blé d'hiver	Maïs
0-30 cm	30 kg ha ⁻¹	20 kg ha ⁻¹
30-60 cm	25 kg ha ⁻¹	15 kg ha ⁻¹
60-90 cm	20 kg ha ⁻¹	10 kg ha ⁻¹
90-120 cm	20 kg ha ⁻¹	10 kg ha ⁻¹
120-150 cm	20 kg ha ⁻¹	10 kg ha ⁻¹

Tableau 45 : Masse d'azote nitrique présente initialement dans le sol par horizon de 30 cm d'épaisseur.

Les simulations du blé tendre d'hiver démarrent le 15 août de l'année n-1 et s'arrêtent à la récolte en août de l'année n, alors que pour le maïs les simulations démarrent le 1^{er} janvier de l'année n et s'arrêtent à la récolte en octobre de l'année n. Une année culturale de blé tendre nécessite donc des données climatiques pour deux années civiles alors qu'une seule année civile suffit pour le maïs. De ce fait, les fréquences d'apparition d'un excès d'eau dans les sols sont calculées sur 29 années pour le blé, et sur 30 années pour le maïs.

Données d'entrée Sol		
Informations nécessaire pour le profil		
Norg	Teneur en azote organique du premier horizon (% pondéral)	0,1
calc	Teneur en CaCO ₃ du premier horizon (%)	0 si sol non carbonaté 20 si sol carbonaté
albedo	Albédo du sol nu à l'état sec (-)	0,25
z0solnu	Rugosité du sol nu (m)	0,01
q0	Limite d'évaporation de la phase potentielle d'évaporation du sol (mm)	Estimé
zesx	Profondeur maximale du sol affectée par l'évaporation (cm)	Estimé
cfes	Paramètre de décroissance de l'évaporation en fonction de la profondeur (-)	Estimé
profnum	Profondeur d'humification (cm)	30 si épaisseur du profil > 30 cm, sinon 10 cm
concseuil	Concentration minimale du sol en NH ₄ (kg N ha ⁻¹ mm ⁻¹)	0
pH	pH (-)	7
ruisolnu	Fraction de la pluie ruisselée en conditions de sol nu (par rapport à la pluie totale)	0
obstarac	Profondeur d'un obstacle à l'enracinement (cm)	Profondeur du profil
codereumontca	Activation des remontées capillaires	Pas activé
capiljour	Remontées capillaires (mm j ⁻¹)	Pas activé
humcapil	Teneur en eau minimale pour l'activation des remontées capillaires (g eau g sol ⁻¹)	Pas activé
codedrainage	Activation des calculs de drainage	Pas activé
Ecartdrain	Ecartement entre drains (cm)	Pas activé
Ksol	Conductivité hydraulique à saturation (cm j ⁻¹)	Pas activé
Profdrain	Profondeur des drains (cm)	Pas activé
profimper	Profondeur de l'horizon imperméable (cm)	Pas activé
codecailloux	Prise en compte des cailloux dans le bilan hydrique	Pas activé
codemacropore	Création d'un compartiment dans le bilan hydrique pour la macroporosité	Activé
codefente	Création d'un compartiment supplémentaire dans le bilan hydrique	Pas activé
codenitrif	Activation du calcul de la nitrification	Pas activé
vpotdenit	Vitesse potentielle de dénitrification (kg NO ₃ ha j ⁻¹ cm ⁻¹)	16
Informations nécessaires pour chaque horizon		
epc	Épaisseur des horizons	Estimé
HCCF	Teneur en eau à la capacité au champ (g g ⁻¹)	Estimé
HMINF	Teneur en eau minimale exploitable par la plante (g g ⁻¹)	Estimé
DAF	Masse volumique (g cm ⁻³)	Estimé
infil	Infiltrabilité à la base de chaque horizon (mm j ⁻¹)	Estimé
epd	Épaisseur de mélange de l'azote (cm)	10
cailloux	Teneur volumique en cailloux (%)	0
typecailloux	Type de cailloux : calcaires, graviers, silex, granits, autre	0
Données d'entrée Itinéraire Technique		
gpreco	Numéro du groupe variétal à choisir dans le fichier Plante	Estimé
iplt	Jour julien de la date de semis	Estimé
irecbutoir	Jour julien de récolte	Estimé
Jul, qté	Jours et quantités d'eau apportées en cas d'irrigation (mm)	Pas activé
Données Climat		
Latitude	Latitude de la station (degré)	Données ARPEGE
Tmin	Température minimale journalière (°C)	Données ARPEGE
Tmax	Température maximale journalière (°C)	Données ARPEGE
Pluviométrie	Pluviométrie journalière (mm)	Données ARPEGE
Rg	Rayonnement global journalier (MJ m ⁻² j ⁻¹)	Données ARPEGE
Humair	Humidité de l'air (de 0 à 1)	Données ARPEGE
Vent	Vitesse du vent (m s ⁻¹)	Données ARPEGE
Paramètres d'initialisation		
Hinitf	Teneur en eau de chaque horizon au début de la simulation (% pondéral)	Estimé
NO3initf	Quantité d'azote nitrrique de chaque horizon au début de la simulation (kg N ha ⁻¹)	Estimé
densinitial	Densité racinaire de chaque horizon (cm cm ⁻³)	0
NH4initf	Quantité d'azote minéral de chaque horizon au début de la simulation (kg ha ⁻¹)	0

Tableau 46 : Paramètres et données d'entrée du modèle STICS pour la cartographie des risques de tassement des sols français¹³.

¹³ Lors de l'inversion de STICS, la valeur unique de l'albédo a été fixée à 0,2. Le paramétrage amélioré de STICS est donc calibré avec cette valeur. Or, nous avons calculé les risques de tassement des sols avec une valeur d'albédo égale à 0,25. Nous avons vérifié si cet écart de 0,05 avait une influence sur les prévisions des risques de tassement des sols. Les résultats montrent qu'une variation de 0,05 de l'albédo n'a pas d'effet significatif sur nos prévisions.

IV.1.3. Le calcul du risque de tassement des sols

Les risques de tassement des sols sont caractérisés par la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols susceptibles d'engendrer un tassement d'une épaisseur donnée dans le cas d'un passage d'engin. Pour concevoir les cartes de risque, ou plutôt les cartes de "fréquence", les teneurs en eau journalières simulées des horizons 0-10 cm et 10-30 cm sont analysées distinctement. On extrait les teneurs en eau journalières de chaque horizon au moment des passages d'engins (périodes d'intervention : Préparation/semis, protections¹⁴ et récolte) pour les 30 années culturales simulées (tableau 9 ou tableau de l'aide mémoire). La figure 76 résume la méthode de cartographie des risques de tassement des sols français.

Pour chaque période d'intervention, nous utilisons les teneurs en eau critiques calculées avec le modèle COMPSOIL en prenant les valeurs obtenues pour les contraintes de 40 kPa en préparation/semis, de 100 kPa en protection et 140 kPa en récolte (tableau 35).

Le calcul des risques de tassement s'effectue en trois étapes :

Etape 1 : nous calculons le nombre de jours où les teneurs en eau du sol sont supérieures aux teneurs en eau critiques (tableau 36). Nous rappelons que les teneurs en eau critiques correspondent à trois seuils :

- un seuil minimal dans l'horizon 10-30 cm où le sol ne se tasse jamais (nommé L1),
- un seuil maximal dans l'horizon 10-30 cm où le sol se tasse systématiquement (nommé L2),
- un seuil dans l'horizon 0-10 cm (nommé L3) où le sol se tasse uniquement si la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm se situe entre L1 et L2.

Nous calculons le nombre de jours à risque par ordre chronologique :

- 1- Le nombre de jours où la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm excède la limite L2. Cela correspond à la zone 2 en rouge dans la figure 76.
- 2- Puis, le nombre de jours où la teneur en eau de l'horizon 10-30 cm est comprise entre L1 et L2 et où la teneur en eau de l'horizon 0-10 cm est supérieure à la limite L3 (zones 1 en jaune dans la figure 76).
- 3- Enfin, le nombre de jours à risque de tassement est donc la somme de ces deux valeurs.

Etape 2 : nous calculons le ratio Nombre de jours à risque/Nombre de jours total de la période. Si ce ratio est supérieur à un certain seuil, on considère alors que la période présente un risque de tassement.

¹⁴ Le mot "protection" est utilisé pour désigner la période d'apport d'engrais azoté.

Nous avons fixé arbitrairement le seuil à 66 %, soit deux jours sur trois. Cependant, nous testons également l'effet de la variation de ce seuil avec deux autres valeurs : 33 % soit un jour sur trois et 75 % soit trois jours sur quatre dans la partie IV.4.2.

Etape 3 : On compte le nombre d'années sur l'ensemble des années simulées (30 en maïs, 29 en blé tendre) où la période présente un risque. C'est ce pourcentage d'années qui est cartographié.

Méthode de cartographie des risques de tassement des sols français

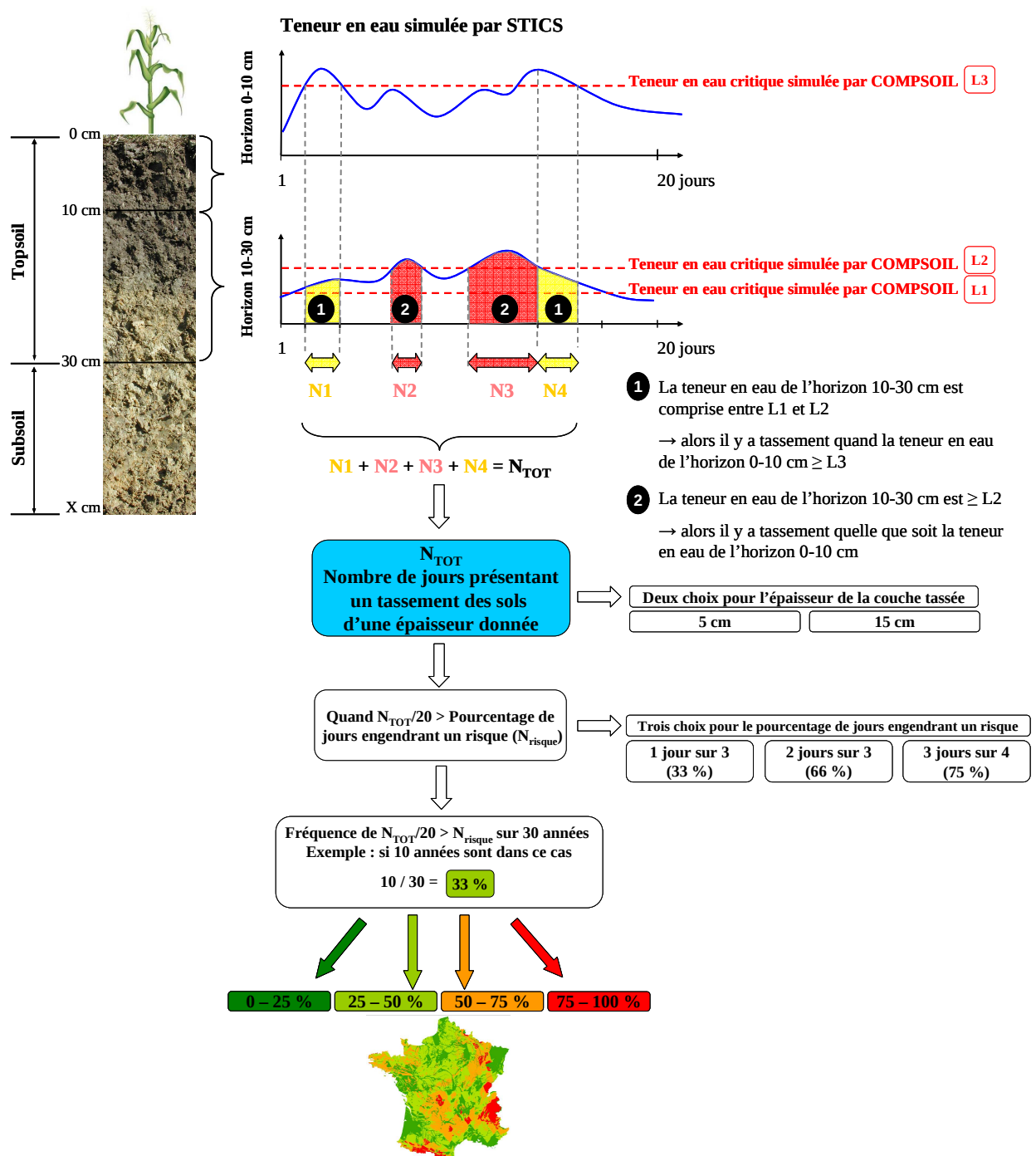


Figure 76 : Méthode de cartographie des risques de tassement des sols de France.

IV.1.4. Réalisation des cartes des risques de tassement

On a calculé pour chaque période d'intervention et pour l'année culturale complète, le pourcentage d'années où il y a un risque de tassement, à savoir des teneurs en eau du sol supérieures aux teneurs en

eau critiques pendant au moins deux jours sur trois. Ce calcul est effectué pour chaque UTSI. Nous avons donc plusieurs valeurs de fréquence pour une même UCSI.

Pour représenter cartographiquement cette fréquence, nous devons faire un choix au niveau de l'UCSI représentée. Nous choisissons de représenter la fréquence qui occupe la plus grande surface dans l'UCSI. Par exemple, si une UCSI possède trois UTSI :

- la première UTSI présente une fréquence inférieure à 25 % et occupe 30 % de la surface de l'UCSI,
- la deuxième UTSI présente une fréquence inférieure à 25 % et occupe 40 % de la surface de l'UCSI,
- la troisième UTSI présente une fréquence supérieure à 75 % et occupe 30 % de la surface de l'UCSI.

La fréquence représentée au sein de l'UCSI sera celle inférieure à 25 % car elle occupe une surface totale de 70 % de l'UCSI. Nous représentons donc uniquement la fréquence dominante de l'UCSI.

C'est le cas de l'UCSI n°1 dans la figure 75, où l'UTSI 1 occupe 70 % de la surface totale de l'UCSI. Cette représentation cartographique ne montre donc qu'une partie des résultats. Afin de montrer la part de la surface de l'UCSI concernée par la fréquence dominante, nous réalisons également une carte de pureté. Dans l'exemple de l'UCSI 1 de la figure 75, la pureté de l'UCSI est de 70 %. Il existe d'autres modes de représentation cartographique comme la carte du pourcentage de surface ayant un risque élevé. Le choix du mode de représentation dépend de ce que l'on veut montrer. Ici, nous avons choisi une représentation qui permet de classer les zones entre elles par rapport au risque dominant.

Cependant, dans la partie IV.4, nous avons choisi de réaliser des cartes qui montrent le risque dominant en seulement deux classes : une classe considérée comme "non à risque", et une classe considérée comme "à risque". Cela permet ensuite de comparer plus facilement les cartes entre elles lorsque l'on fait varier le ou les critères déterminant la classe "à risque" et de réaliser des cartes de différences. Ces cartes de différences montrent alors les zones qui ont changé de catégories lorsque l'on change le ou les critères et ainsi d'avoir une visualisation plus aisée de l'impact du critère sur l'estimation des zones "à risque".

Plusieurs critères seront testés qui portent sur différentes étapes du calcul du risque de tassement :

- seuil du pourcentage d'années,
- seuil du nombre de jours par période,
- épaisseur du sol tassé à prendre en compte dans le calcul des teneurs en eau critiques par COMPSOIL,
- prise en compte de la correction ou non des propriétés mécaniques,
- méthode de détermination des teneurs en eau critiques
- et enfin effet du paramétrage des sols pour STICS.

IV.2. Cartes des risques de tassement des sols français en climat actuel

Dans cette partie, nous présentons les cartes de risques de tassement des sols français pour les cultures du blé tendre d'hiver et du maïs obtenues en prenant comme critères : 75 % d'années avec une période à risque, 66 % de jours à risque dans la période, 5 cm de sol tassé et propriétés mécaniques corrigées. Pour chaque culture, nous présentons les cartes par périodes, puis une carte qui cumule les résultats de toutes les périodes. Nous rappelons que les périodes s'étendent +/- 10 jours autour des dates de semis et de protection et 20 jours avant la date de récolte. Les dates d'intervention sont précisées dans le tableau 9 ou le tableau de l'aide-mémoire.

IV.2.1. Surfaces cultivées en blé tendre et en maïs en France

Comme nous l'avons indiqué précédemment, nos simulations ne tiennent pas compte du pourcentage d'occupation des sols pour chaque culture. Elles doivent donc être relativisées par rapport aux superficies cultivées en blé tendre d'hiver ou en maïs. La France compte environ 295 000 km² de Surfaces Agricoles Utiles (SAU), soit près de la moitié du territoire. La figure 77 présente le pourcentage de la surface cantonale (en haut) et le pourcentage de la SAU par canton (en bas) occupées par les cultures de blé tendre¹⁵ ou de maïs en 2000 (source Agreste, recensement agricole 2000).

Le blé tendre est la culture la plus répandue en France puisqu'elle est cultivée dans 90 % des cantons et représente 16 % de la SAU française. Cependant sa culture est surtout concentrée dans la moitié Nord de la France, en Limagne et en Midi-Pyrénées (surface cultivée supérieure à 10 % de la SAU), avec une plus forte concentration dans les régions agronomiques 6, 7, 11, 20, et 31 qui présentent un pourcentage moyen compris entre 25 et 50 % de la SAU (Figure 78).

La culture du maïs est elle-aussi très répandue (89% des cantons) et représente 10 % de la SAU française. Mais sa culture est plus concentrée dans la moitié Ouest de la France, en Alsace et dans la vallée de la Saône, avec une forte concentration dans les régions agronomiques 5 et 12 (figure 78).

¹⁵ Pour le blé tendre, les données du recensement agricole (seule source de données permettant une cartographie à une échelle assez fine, ici le canton) ne distinguent pas blé tendre d'hiver et blé tendre de printemps. Cependant le blé tendre d'hiver est largement majoritaire puisqu'il représentait 99,6 % des surfaces en blé tendre en 2000 (source Agreste, Statistiques Agricoles Annuelles).

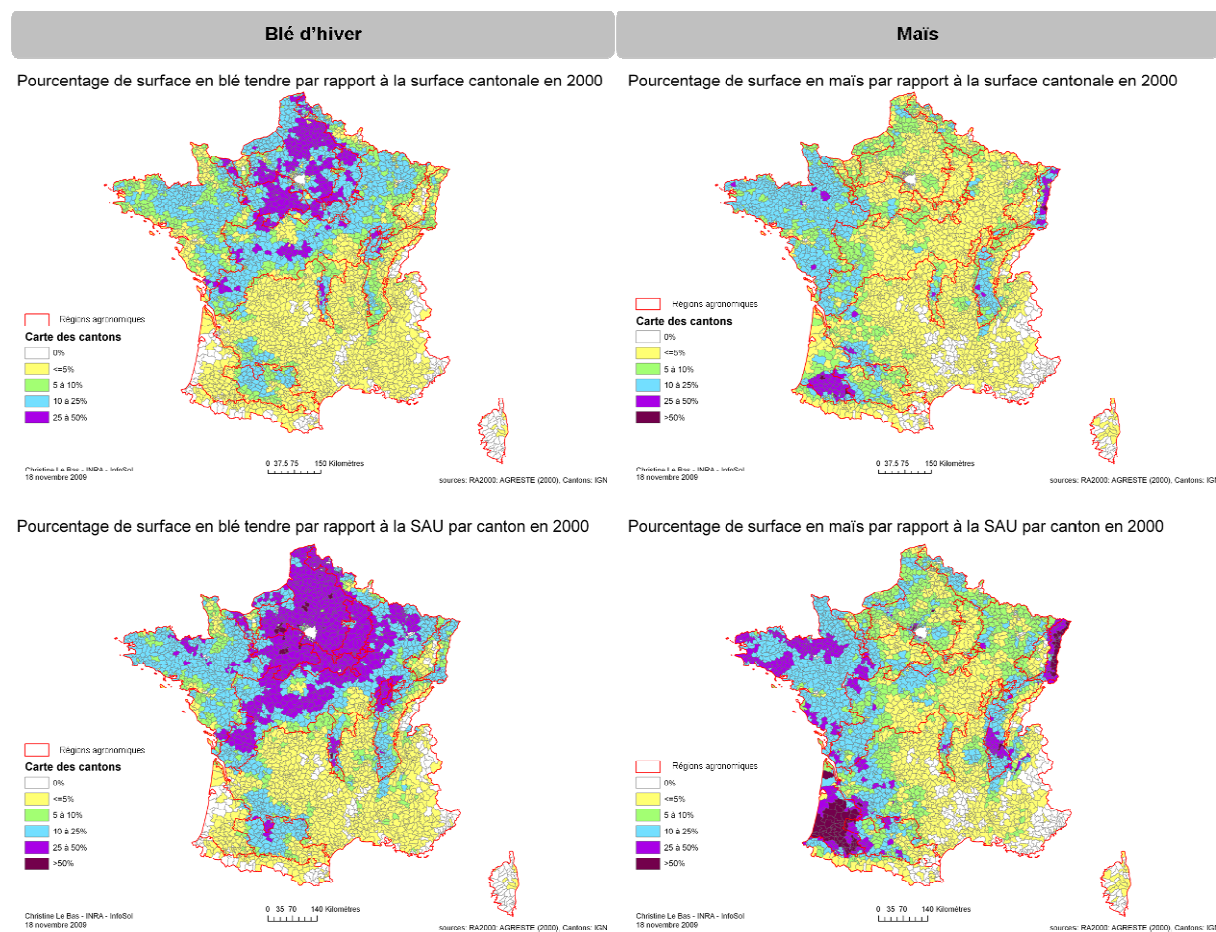


Figure 77 : Carte du pourcentage des surfaces cantonales (haut) et des surfaces agricoles utiles par canton (bas) cultivées en blé tendre ou en maïs en 2000.

Surface cultivée par rapport à la SAU (moyenne) par zones Grandes cultures

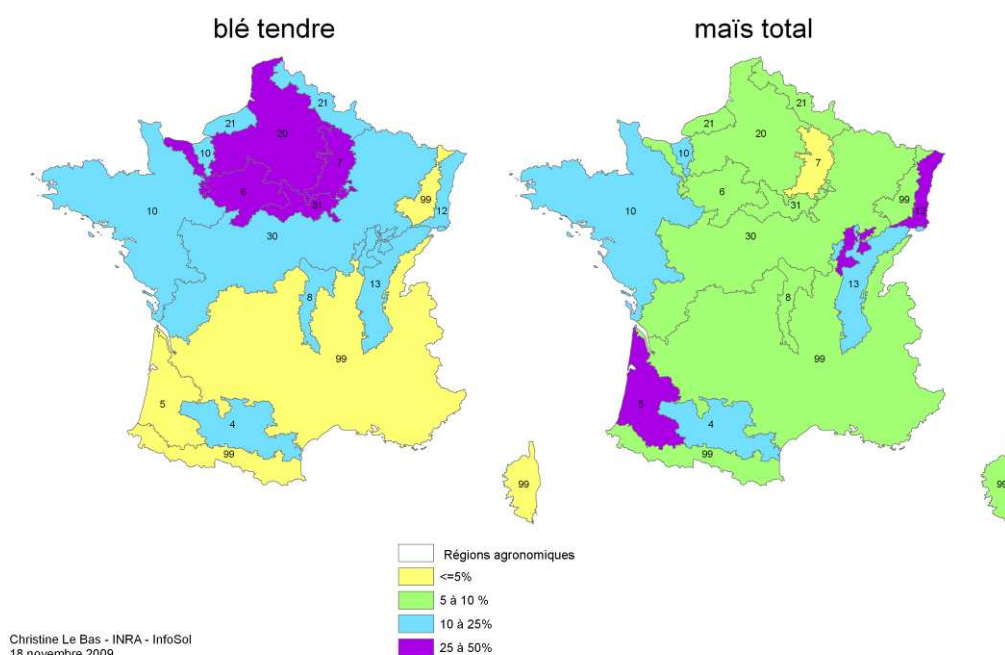


Figure 78 : Carte du pourcentage des surfaces cultivées en blé tendre ou en maïs par rapport à la SAU cantonale des régions agronomiques de la figure 17, en 2000.

Nous rappelons que les régions agronomiques ont été définies à dire d'expert en fonction de plusieurs critères qui incluent les superficies cultivées en grandes cultures (pas seulement en blé tendre et en maïs), les orientations technico-économiques principales des exploitations, les systèmes de culture majoritaires notamment en termes d'itinéraires techniques et d'équipements, les Petites Régions Agricoles. On peut voir sur les cartes ci-dessus (Figure 77, Figure 78) que la région agronomique 99 présente globalement des superficies assez faibles en blé tendre et en maïs même s'il existe des zones plus fortement cultivées en ces deux cultures. Cette région présente globalement peu de grandes cultures c'est pourquoi elle a été exclue de l'étude qui a permis de définir les caractéristiques des engins utilisés par région agronomique. Les résultats pour la région agronomique 99 sont donc à prendre avec précaution car les itinéraires techniques n'y ont pas été étudiés.

IV.2.2. Les prévisions des risques de tassement sous culture éventuelle de blé tendre d'hiver

Période de la préparation / semis ($\sigma = 40$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de préparation du lit de semence ou du semis du blé tendre d'hiver est faible sur la majeure partie du pays. De rares zones de fréquence comprise entre 50 et 75 % apparaissent dans les chaînes des Alpes et des Pyrénées, et en Champagne-Ardenne. Néanmoins, ces zones sont, pour la plupart, situées dans la région agronomique 99 pour laquelle la culture du blé tendre d'hiver est inférieure en moyenne à 5 % de la SAU (figure 78), voire inexistante (figure 77). La carte de pureté associée permet de confirmer que les zones de fréquence faible sont homogènes (pureté de 100 % en général) alors que les zones ayant des fréquences plus élevées sont plus hétérogènes (pureté entre 50 et 75 %).

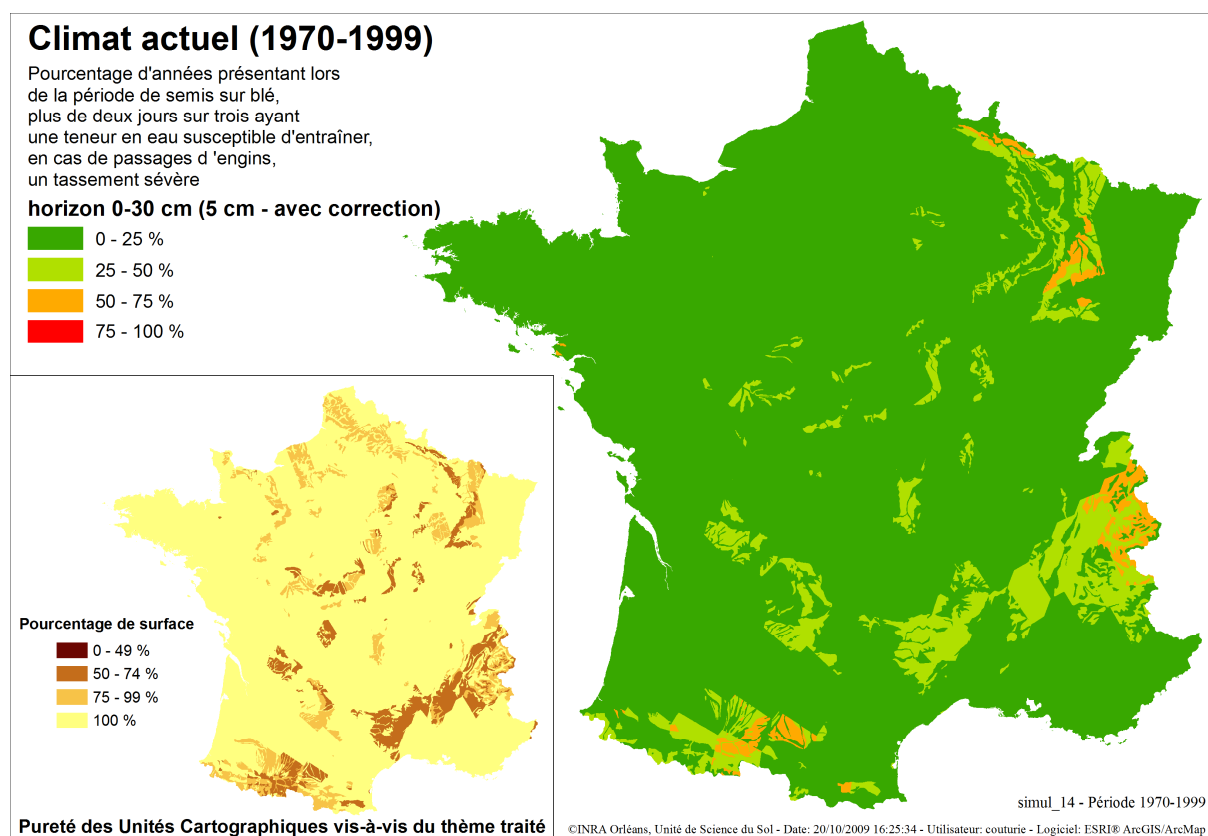


Figure 79 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la préparation/semis du blé tendre d'hiver (5 au 25 octobre), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Période de la protection n° 1 ($\sigma = 100$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de protection n°1 du blé tendre d'hiver est contrastée sur l'ensemble du pays. Les zones de fréquence d'apparition d'un excès d'eau supérieure à 50 % (zones orange et rouge) sont principalement situées (hors région agricole 99) en Champagne-Ardenne, en Bretagne, en Vendée, dans une partie du Bassin Aquitain, en Limousin et en Poitou-Charentes. On observe des zones de fréquence très élevées principalement dans le Finistère, le Tarn, le Tarn-et-Garonne, la Charente et la Charente-Maritime. Ces zones sont souvent très hétérogènes en termes de pureté des UCSI. En revanche, les zones de fréquence d'apparition d'un excès d'eau inférieure à 25 % sont situées principalement dans les Landes, l'Alsace, à l'Est de l'Auvergne, sur le pourtour méditerranéen et dans le Bassin Parisien. La carte de pureté montre que ces zones à risque faible sont relativement homogènes.

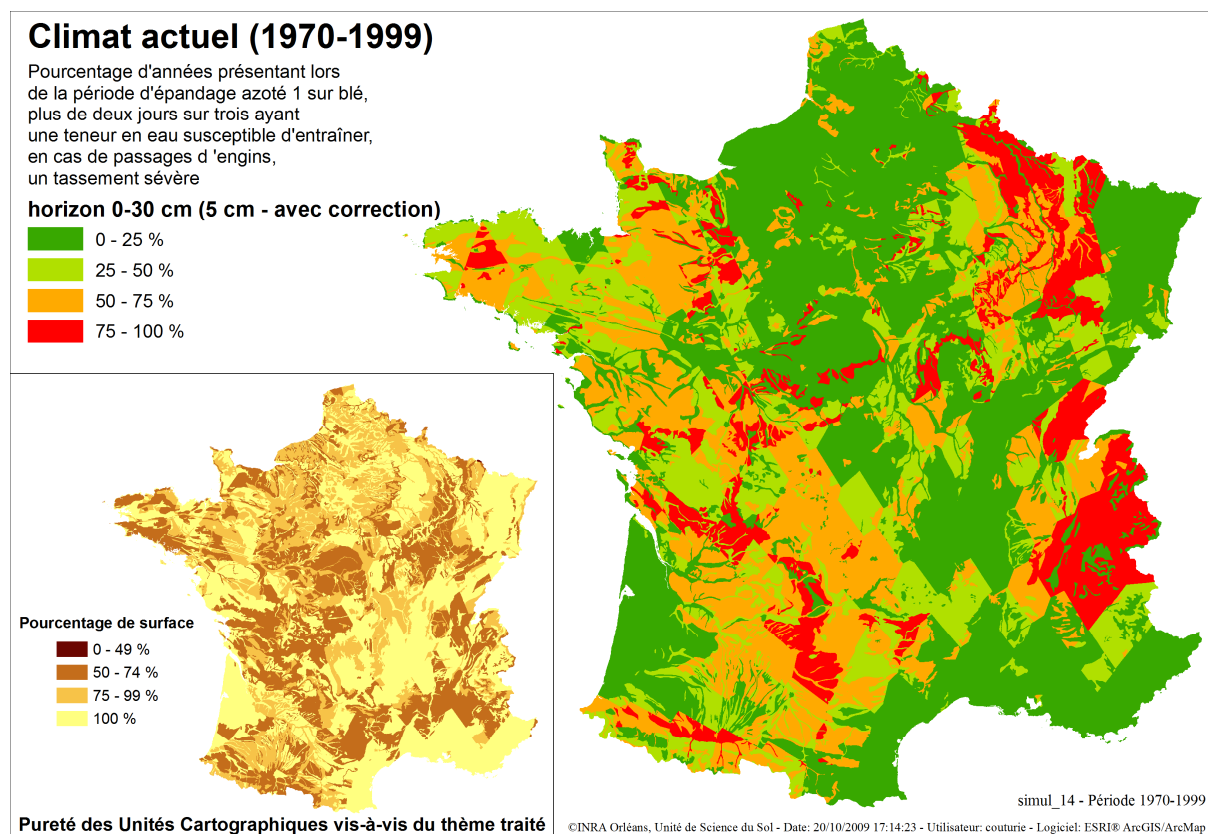


Figure 80 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°1 du blé tendre d'hiver (1^{er} au 30 février), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Période de la protection n° 2 ($\sigma = 100$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de protection n°2 est faible sur la majeure partie du pays. La carte de pureté montre une forte homogénéité de nos prédictions au sein des UCSI.

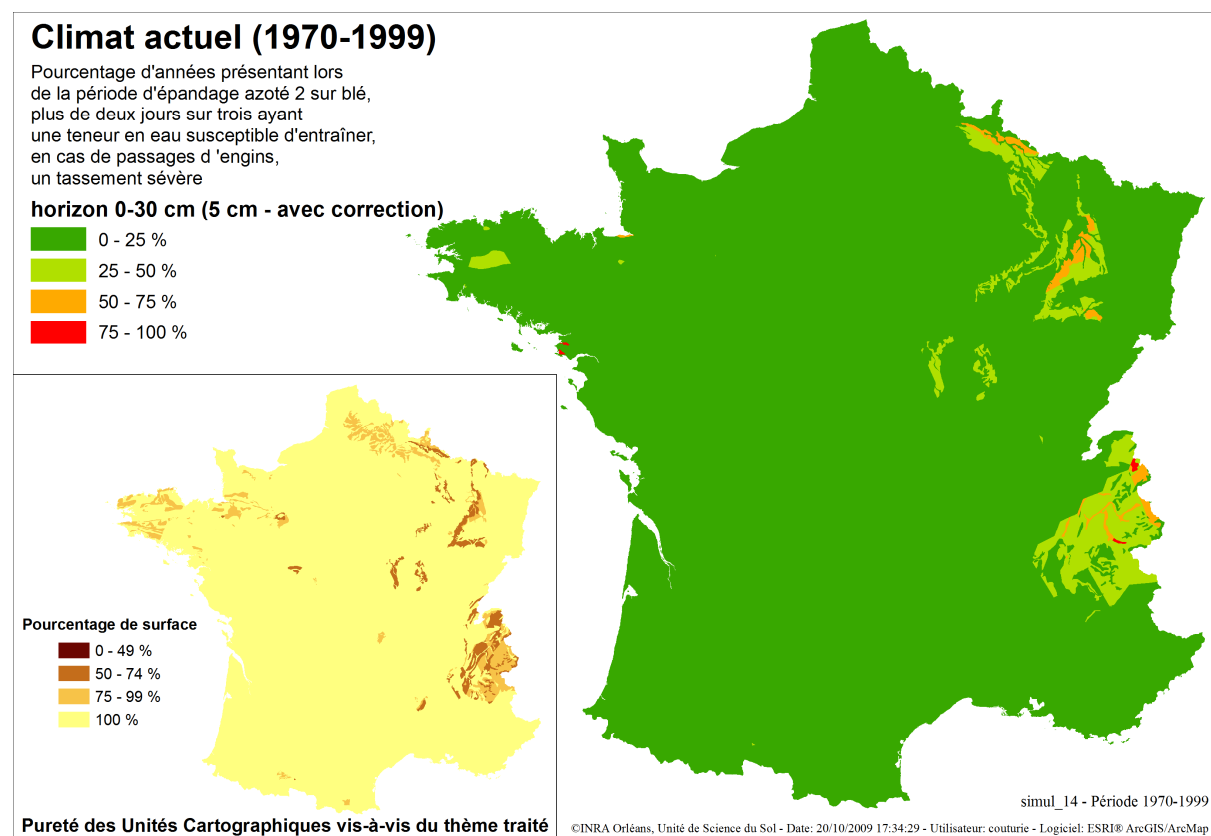


Figure 81 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°2 du blé tendre d'hiver (1^{er} au 30 mars), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Période de la récolte ($\sigma = 140$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de récolte est faible sur la majeure partie du pays (hors région agricole 99). La carte de pureté montre que nos prédictions sont relativement homogènes au sein des UCSI sauf pour les zones où le risque est un peu plus élevé.

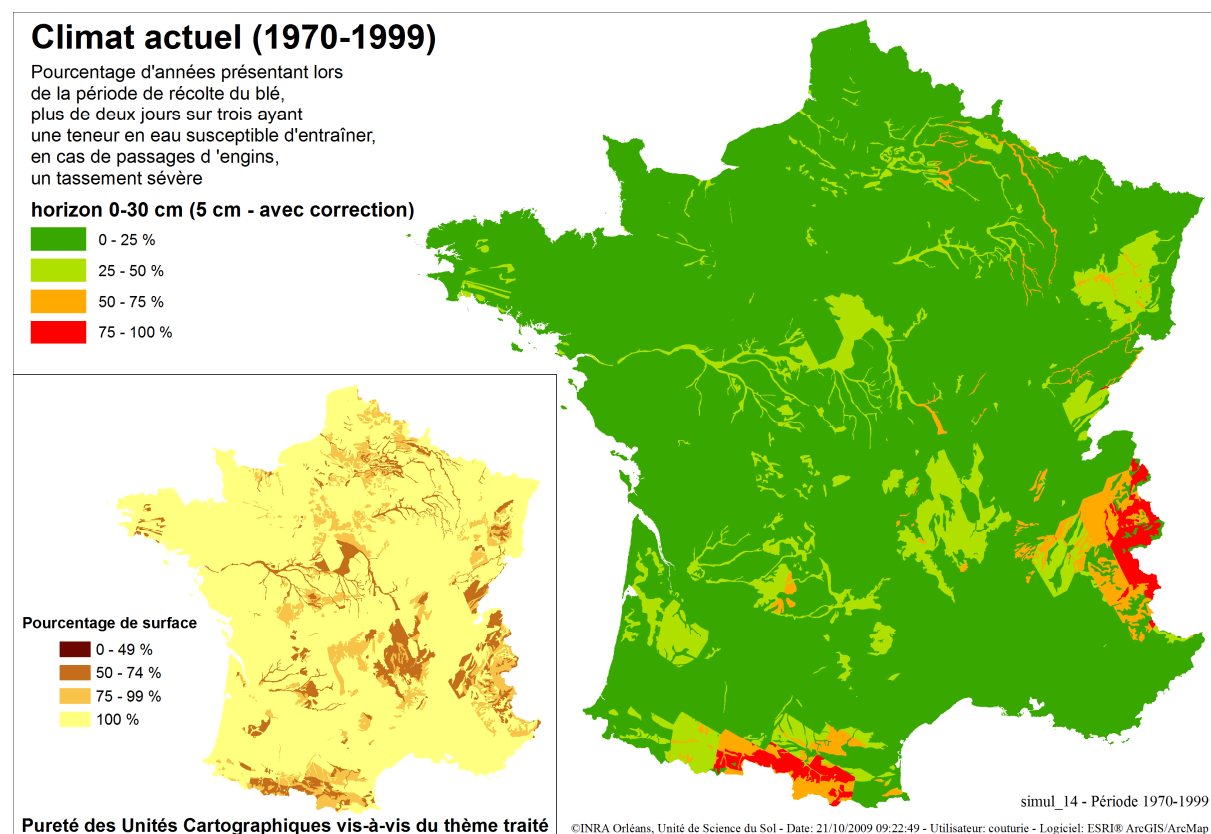


Figure 82 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du blé tendre d'hiver (oscille entre le 15 juillet et le 15 août), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Toutes les périodes réunies

La carte de toutes les périodes réunies est conçue de manière à cumuler les quatre périodes présentées précédemment. Elle présente donc la fréquence sur trente années d'apparition d'un excès d'eau plus de deux jours sur trois au cours d'au moins une des quatre périodes d'intervention (préparation/semis, protection n°1 et 2, récolte). Les zones de fréquence d'apparition d'un excès d'eau supérieure à 50 % (zones orange et rouge) couvrent au moins la moitié du territoire : Ouest de la France, Champagne-Ardenne, Lorraine, Alpes. Une partie du Bassin Parisien, de l'Alsace, des Landes et du pourtour méditerranéen présente des fréquences inférieures à 50 %. Les zones de fréquence très élevée (75-100 %) sont essentiellement dues à celles de la protection n°1 du blé tendre d'hiver. Cependant, la carte de pureté montre une grande hétérogénéité des prédictions par UCSI, la fréquence dominante représentant toujours au moins 50 % de la surface de l'UCSI.

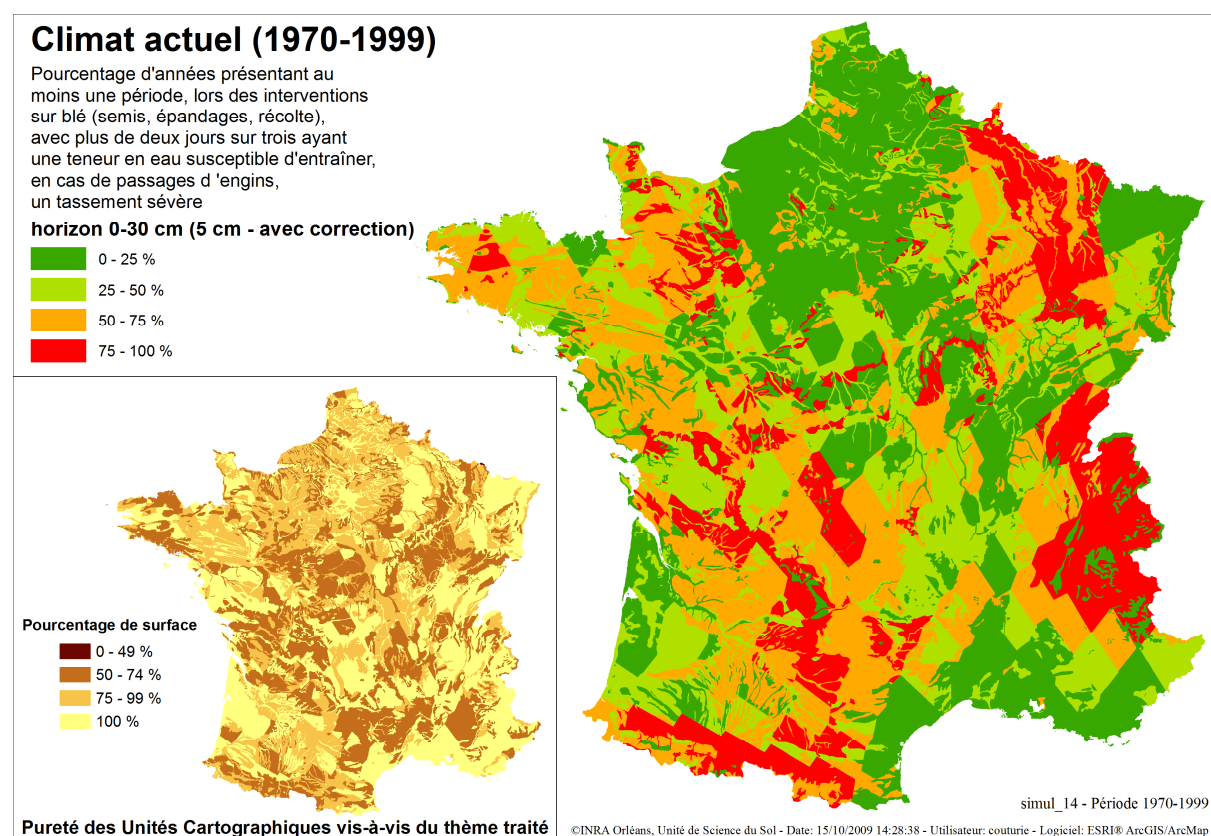


Figure 83 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors d'une des quatre périodes d'intervention (préparation/semis, protections n°1 et 2, récolte) du blé tendre d'hiver, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

IV.2.3. Les prévisions des risques de tassement sous culture éventuelle de maïs

Période de la préparation / semis ($\sigma = 40$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de préparation du lit de semence ou du semis du maïs est faible sur la majeure partie du pays. De rares zones de fréquence comprises entre 50 et 100 % apparaissent dans le Nord des Alpes, dans le Limousin, en Bourgogne, en Champagne-Ardenne et en Lorraine. Néanmoins, les surfaces de forte fréquence dans le Nord des Alpes ne sont pas destinées à la culture du maïs, comme le montre la figure 77. La carte de pureté associée montre que les zones de fréquence inférieure à 25 % sont relativement homogènes au sein des UCSI, alors que celles de fréquence supérieure à 50 % sont plus hétérogènes.

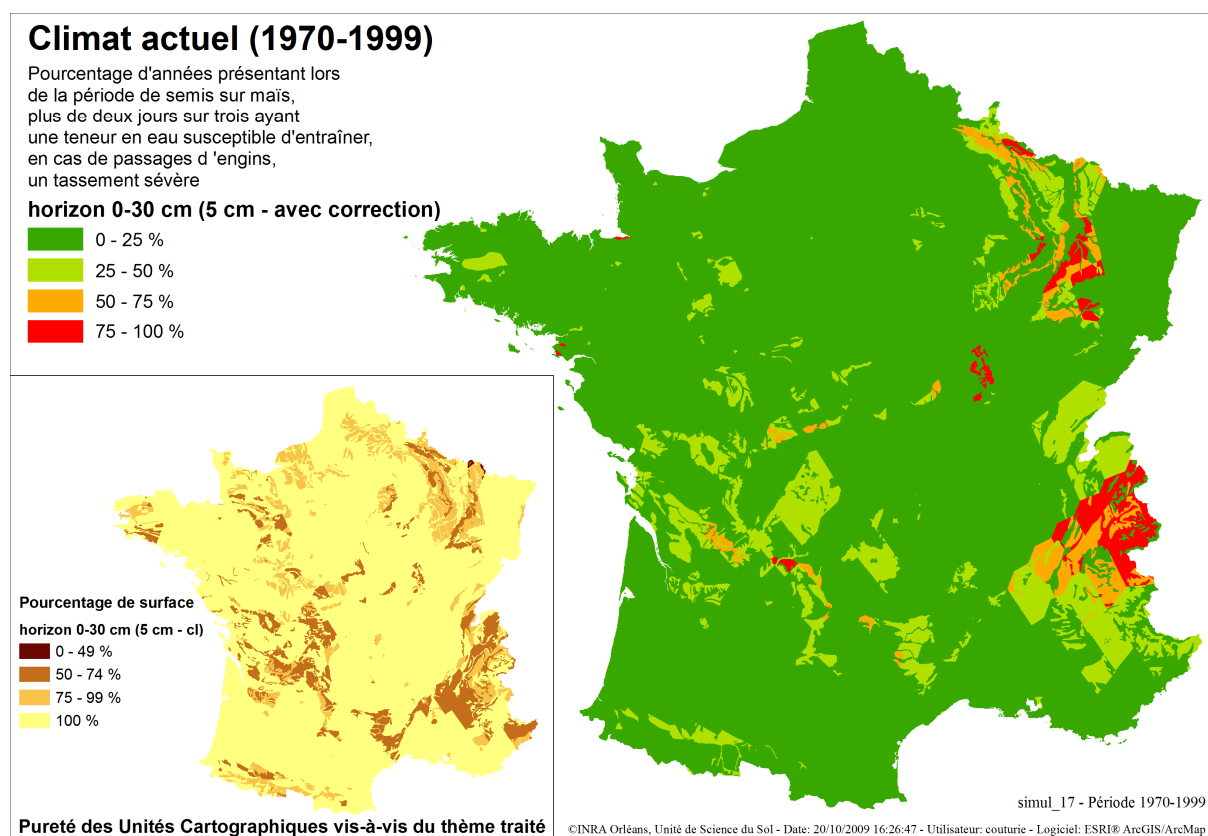


Figure 84 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la préparation/semis du maïs (1^{er} au 30 avril), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Période de la protection ($\sigma = 100$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de protection du maïs est très faible sur la majeure partie du pays, avec une grande homogénéité au sein des UCSI (sauf Nord des Alpes et Pyrénées).

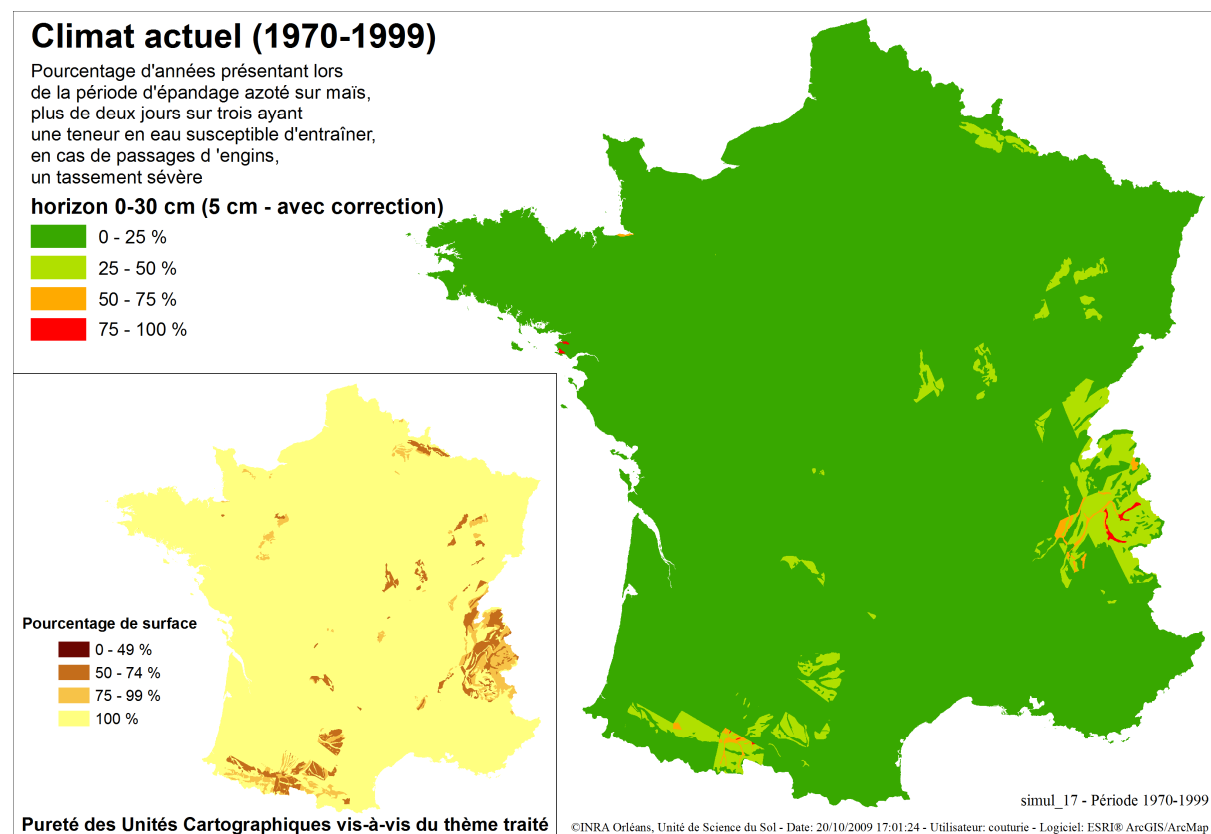


Figure 85 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection du maïs (1^{er} au 25 juin), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Période de la récolte ($\sigma = 140$ kPa)

La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols pendant la période de récolte du maïs est contrastée sur l'ensemble du pays. Les zones de fréquence d'apparition d'un excès d'eau supérieure à 50 % (zones orange et rouge) sont principalement situées en Beauce, Lorraine, Franche-Comté, Champagne-Ardenne, de manière éparse en Bretagne, dans le Limousin, les Landes, dans une partie du Bassin Aquitain, du Limousin, du Poitou-Charentes, dans les Alpes et les Pyrénées. Les zones de fréquence très élevées (75-100 %) sont situées principalement dans la Beauce, la Champagne-Ardenne, la Lorraine, le Limousin, l'Auvergne, les Pyrénées (hors zone du Nord des Alpes). En dehors des Landes et de la Sologne, les zones orange apparaissent surtout autour des zones rouges. La carte de pureté montre une hétérogénéité sur de nombreuses UCSI mais toujours avec des puretés supérieures à 50 %.

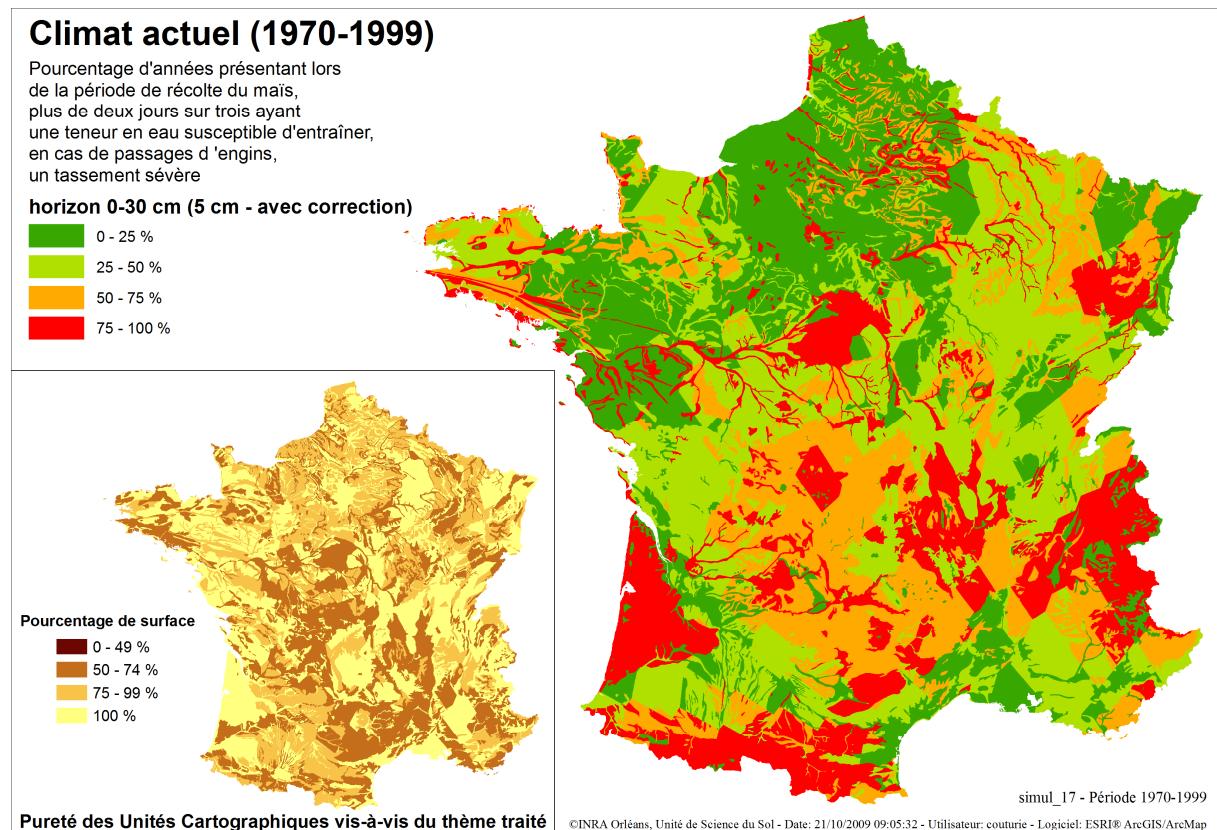


Figure 86 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du maïs (5 au 30 octobre), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

Toutes les périodes réunies

La carte de toutes les périodes réunies est conçue de manière à cumuler les trois périodes présentées précédemment. Elle présente donc la fréquence sur trente années d'apparition d'un excès d'eau, plus de deux jours sur trois, au cours d'au moins une des trois périodes d'intervention (préparation/semis, protection n°1 et récolte). On observe que cette carte est proche de celle de la récolte du maïs. Cela s'explique par la faible quantité de fréquences supérieures à 75 % lors de la préparation/semis et de la protection du maïs. La carte de pureté est également très proche de la carte de récolte du maïs.

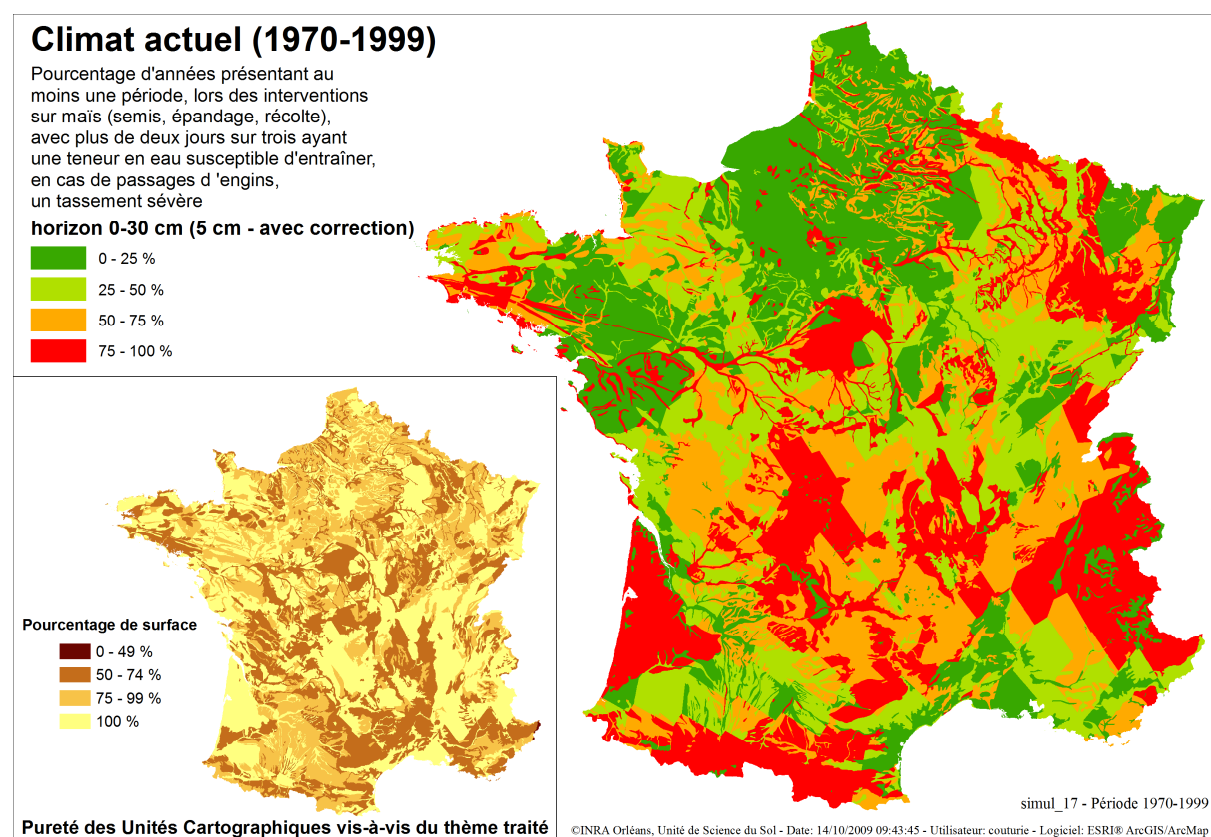


Figure 87 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors des quatre interventions (préparation/semis, protection, récolte) du maïs, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.

IV.2.4. Conclusion

Les cartes de risque de tassement présentées montrent que selon la culture ce n'est pas la même période d'intervention qui présente les plus forts risques. Ainsi, pour la culture du blé tendre d'hiver c'est la période de la protection 1 qui présente des fréquences élevées alors que pour le maïs c'est la

période de la récolte. Pour le blé tendre, ce n'est donc pas la période où les contraintes les plus fortes sont appliquées qui présente les risques les plus élevés, contrairement au maïs.

Les cartes de pureté montrent quant à elles que pour les périodes où les fréquences sont globalement faibles, les puretés sont élevées, souvent à 100 %. Cela démontre que les sols ont alors le même comportement et que les facteurs climat ou contrainte sont certainement prépondérants à ces périodes. Elles montrent également que lorsque des zones présentent une fréquence dominante plus élevée, alors la pureté diminue montrant donc des différences de comportement entre sols (puisque au sein d'une UCSI, ces sols sont soumis au même climat et à la même contrainte).

Il est donc nécessaire d'étudier plus finement les effets du climat, des sols (nous nous concentrons sur la texture du sol) et de la contrainte sur l'estimation du risque.

IV.3. Analyse des risques de tassement lors de la culture du blé tendre d'hiver et du maïs en fonction du climat, de la texture du sol et de la contrainte appliquée au sol

Nous cherchons à évaluer la contribution du climat, de la texture du sol et des contraintes appliquées sur nos prévisions des risques de tassement des sols. Nous évaluons cette contribution en effectuant :

- une analyse visuelle à l'aide des cartes de risque, de pluviométrie, de texture et des régions agronomiques,
- une analyse plus fine où l'on quantifie les surfaces concernées par certains facteurs de risque de tassement des sols, à savoir le climat, la texture et les contraintes appliquées au sol.

Pour ces deux analyses, nous distinguons les surfaces affectées par les quatre classes de risque suivantes : 0-25, 25-50, 50-75 et 75-100 %. Ces classes de risques constituent les légendes des cartes des risques de tassement de la partie précédente. Elles correspondent à des classes de fréquence d'apparition d'une teneur en eau des sols susceptible d'entraîner un tassement d'au moins 5 cm d'épaisseur, plus de deux jours sur trois, en cas de passage d'engins.

IV.3.1. Effet du climat

Les effets du climat sont analysés géographiquement à partir de la pluviométrie. La teneur en eau des sols varie principalement en fonction des précipitations qui arrivent à la surface du sol. Nous représentons, pour chaque station de la figure 15, la moyenne sur 30 ans (1970 à 1999) des pluies cumulées au cours des périodes d'intervention du tableau 9 ou du tableau de l'aide-mémoire. Les données climatiques des trois jours précédant les périodes d'intervention sont prises en compte dans le cumul afin de tenir compte de l'état hydrique initial des sols au premier jour de la période d'intervention. Les résultats pour les interventions de la culture du blé tendre d'hiver sont présentés dans la figure 88, et celles de la culture du maïs sont présentées dans la figure 89.

Les cartes de pluviométrie montrent une zone de précipitations plus importantes dans les zones montagneuses des Alpes et des Pyrénées quelle que soit la période d'intervention considérée (cumul moyen toujours supérieur à 125 mm au cours d'une période d'intervention). Une zone de pluviométrie moindre mais relativement importante est présente au niveau de l'Ouest de l'Auvergne (entre 75 et 100 mm en moyenne). En dehors de ces zones, la pluviométrie reste relativement faible (entre 25 et 50 mm en moyenne) sur l'ensemble du territoire pendant les mois de février, mars, avril, juin et juillet,

puis elle s'accroît légèrement en octobre où les pluviométries moyennes sont comprises entre 50 et 75 mm.

Les effets du climat sont surtout visibles sur les cartes des risques de tassement des sols au niveau des limites des polygones de Thiessen (figure 15). Lorsque les discontinuités entre les fréquences d'apparition d'un excès d'eau correspondent aux limites des polygones de Thiessen, cela signifie que le climat joue un rôle prépondérant dans la prévision du risque. Ces discontinuités sont nombreuses au cours des périodes de protection n°1 du blé (février) et de la récolte du maïs (octobre).

La comparaison visuelle des cartes de pluviométrie et des cartes de risque montrent que les zones de fortes pluviométries se distinguent souvent par de plus fortes fréquences d'apparition d'un excès d'eau : zones du Nord des Alpes et des Pyrénées, Limousin.

Sur les périodes à plus forts risques (protection 1 pour le blé et récolte pour le maïs), on constate que :

- les zones de fréquence élevée (> 50 %) sont plutôt situées dans la moitié Sud de la France où la pluviométrie est plus hétérogène spatialement (zones de reliefs marqués) et elles correspondent plutôt à des zones de plus fortes pluviométries.
- dans la moitié Nord de la France où la pluviométrie est plus homogène et globalement plus faible, il y a moins de zones de fréquences élevées et elles correspondent plutôt à des limites d'UCS.

De plus, pour la période de la récolte où la contrainte la plus élevée a été appliquée (140 kPa) pour les deux cultures, on constate un risque plus faible pour le blé tendre que pour le maïs. Or, une des différences majeures entre ces deux périodes (juillet-août pour le blé tendre, octobre pour le maïs) est liée à une pluviométrie plus faible pendant la récolte du blé que pendant celle du maïs.

La pluviométrie semble donc expliquer une grande partie des zones de fréquence élevées. Cependant, le climat ne semble pas être le seul facteur à jouer sur nos prévisions des risques. En effet, entre la période de préparation/semis et la période de protection 1 du blé tendre, la pluviométrie a globalement diminuée alors que le risque lui a augmenté. L'augmentation du risque est à relier avec l'augmentation de la contrainte appliquée qui est passée de 40 kPa à 100 kPa. Pourtant la carte de risque en période de protection 1 montre des risques plus élevés que celle de la récolte où la contrainte est encore plus forte. On peut penser que dans ce cas, l'état des réserves du sol est un facteur important également. En effet, les réserves en eau du sol sont faibles aux périodes de préparation et de récolte alors qu'elles sont pleines en février au moment de la première protection. Une faible pluviométrie à cette période suffit donc pour atteindre les teneurs en eau critiques.

De même, la plus forte hétérogénéité des zones de fréquence élevée montrée par les cartes de pureté indique que les sols de ces zones soumis pourtant à la même pluviométrie et à la même contrainte ne montrent pas le même comportement. Il est donc important de regarder également l'impact des sols sur le calcul du risque.

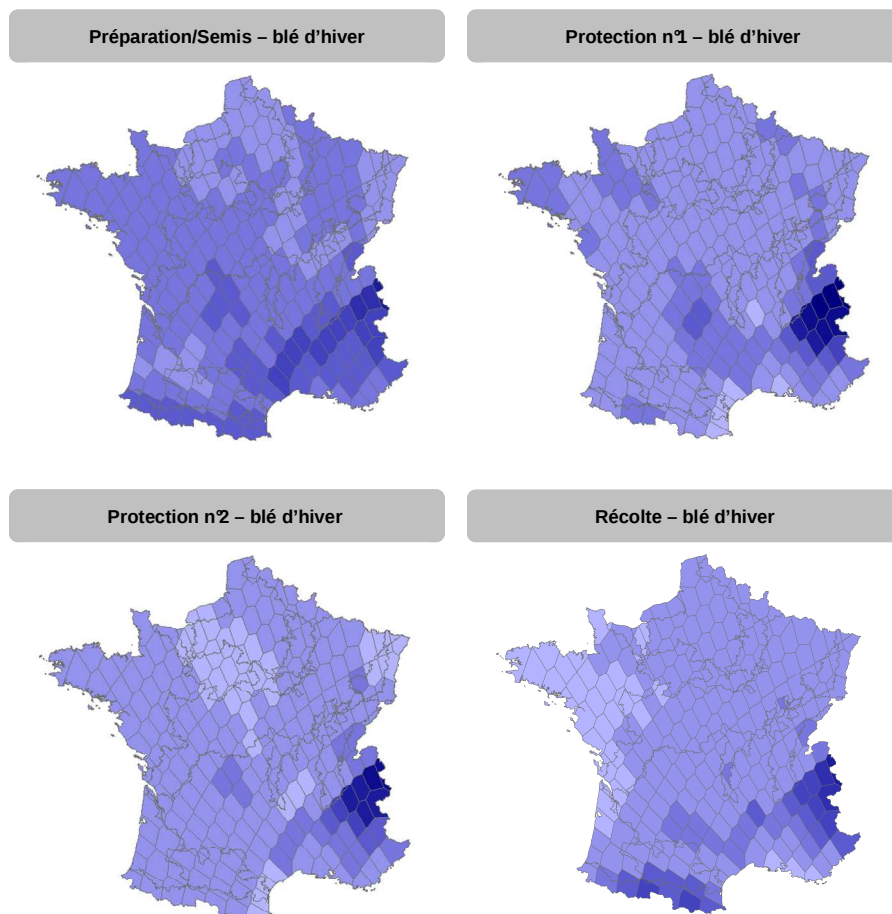


Figure 88 : Cartes des moyennes du cumul des pluies du *scénario contrôle* (années de simulation de 1970 à 1999), pour les périodes de sollicitation des sols lors de la culture du blé d'hiver : préparation, protections et récolte. La légende apparaît dans la figure 89.

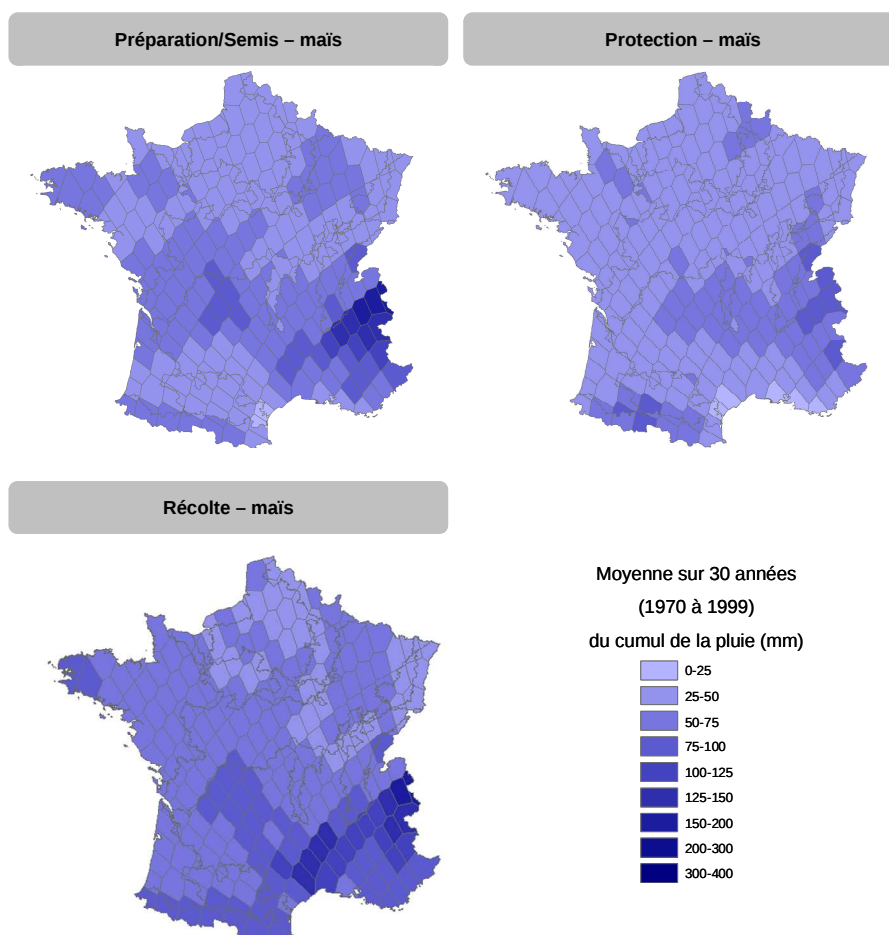


Figure 89 : Cartes des moyennes du cumul des pluies du *scénario contrôle* (année de simulation de 1970 à 1999), pour les périodes de sollicitation des sols lors de la culture du maïs : préparation, protections et récolte.

IV.3.2. Effet de la texture

Suite à l'analyse visuelle des cartes de risque réalisée précédemment, nous avons constaté que des variations de la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans des zones de pluviométrie assez homogène coïncidaient avec des limites d'UCS. De même, la plus forte hétérogénéité des zones de fréquence dominante élevée tend à montrer une variation du comportement des sols soumis à la même pluviométrie et à la même contrainte. Nous avons pensé que cet effet sol était certainement lié à un effet de la texture du sol car les teneurs en eau critiques ont été calculées par texture. Nous analysons donc plus finement l'effet de la texture d'une part en comparant visuellement les cartes de risque à la carte des textures dominantes de surface de la figure 20 ou de l'aide-mémoire, et d'autre part en calculant la répartition des surfaces pour les différentes classes de fréquence par classe texturale.

L'analyse visuelle des cartes montre que les UCSI de texture grossière apparaissent nettement en fréquences supérieures à 75 % sur la carte des risques de la récolte du maïs (figure 86). Il s'agit des sols alluviaux, des podzols des Landes et de la Sologne, du Sud des Vosges. Cela est dû aux faibles teneurs en eau critiques qui engendrent un tassement systématique (tableau 40) pour la texture grossière, ce qui rend ces sols plus sensibles aux excès d'eau par rapport aux autres textures. On retrouve également ces zones dans des fréquences comprises entre 25 et 50 % pour la récolte du blé. Cependant, pour les autres périodes ces zones sont avec des fréquences faibles ($< 25\%$) ce qui tend à montrer que la texture seule n'est pas le seul facteur.

A contrario, les textures moyenne fine (Bassin Parisien) coïncident souvent avec des zones de fréquence inférieures à 25 %. Pour les autres textures, il est plus difficile de voir des relations entre les textures et les zones de forte fréquence.

Pour analyser plus finement les effets de la texture et pour prendre en compte toutes les valeurs de fréquence et pas seulement les valeurs dominantes, nous comparons les surfaces des classes de fréquence aux surfaces des classes texturales. La figure 90 présente les histogrammes des surfaces des textures en fonction des quatre classes de fréquence pour la culture du blé. La figure 91 présente les mêmes histogrammes pour la culture du maïs. Nous rappelons que les surfaces totales en France des textures grossières, moyenne, moyenne fine, fine et très fine valent respectivement 80 404, 264 399, 129 399, 65 841 et 113 km².

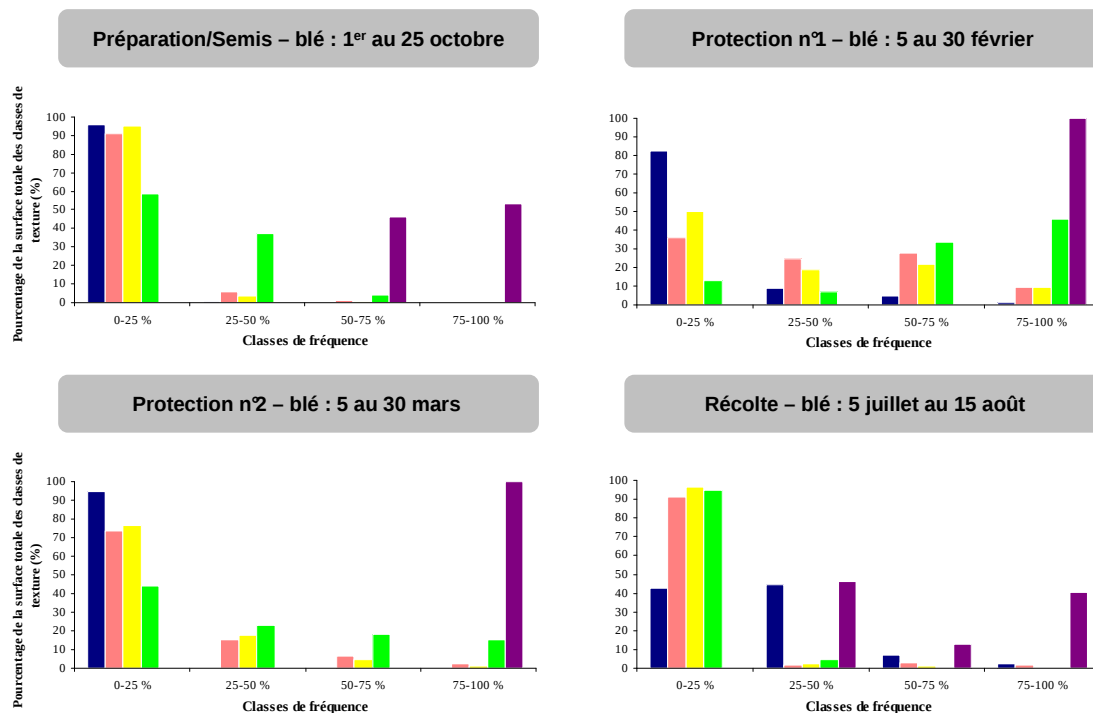


Figure 90 : Part relative des textures affectée par intervention et par classes de risque (0-25 / 25-50 / 50-75 et 75-100 %) pour la culture du blé d'hiver en France pour une couche tassée minimum de 5 cm d'épaisseur. La légende est présentée dans la figure 91.

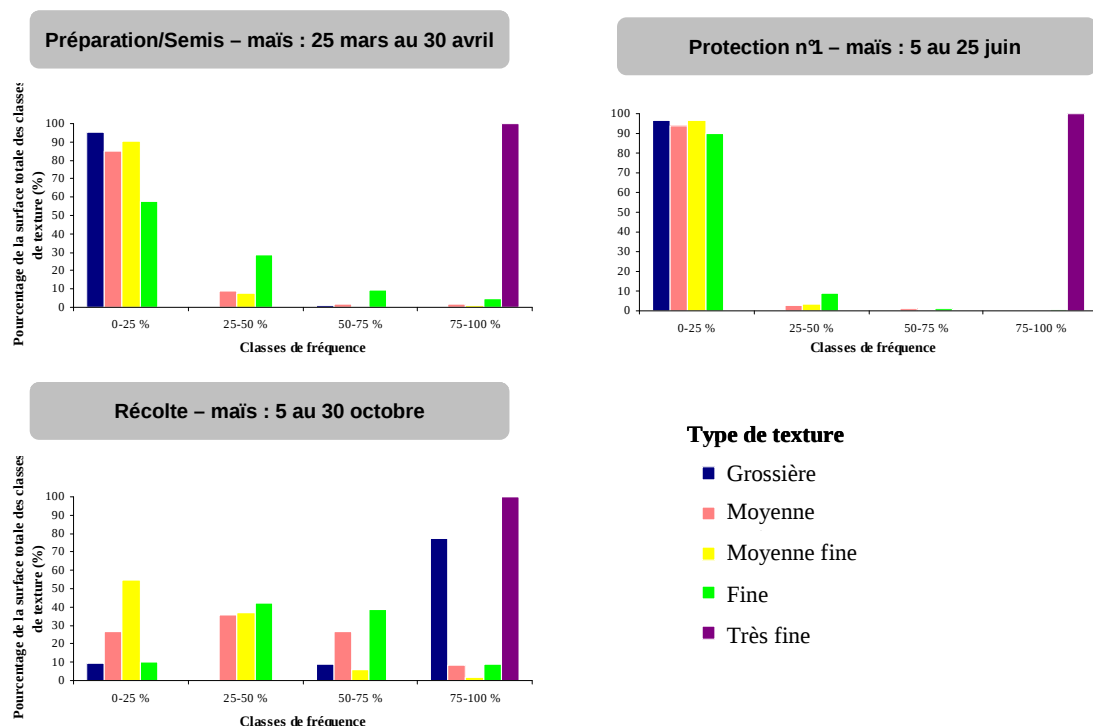


Figure 91 : Part relative des textures affectée par intervention et par classes de risque (0-25 / 25-50 / 50-75 et 75-100 %) pour la culture du maïs en France pour une couche tassée minimum de 5 cm d'épaisseur.

Les histogrammes montrent que le risque de tassement des sols sableux (de texture grossière) est faible (concerne moins de 7 années sur 30) sauf en périodes de récolte. En effet, en récolte du blé, les fréquences augmentent sur près de 60 % des surfaces en texture grossière même si elles restent majoritairement assez faibles ($< 50\%$). Par contre, en récolte de maïs, les textures grossières présentent des fréquences supérieures à 75 % pour 80% des surfaces en cette texture. En effet, les sols de texture sableuse sont surtout sensibles aux fortes contraintes imposées par la récolte (140 kPa), puisque la teneur en eau critique sur 0-10 cm correspond à 70 % de la teneur en eau à la capacité au champ, là où les autres textures ont des teneurs critiques proches de la capacité au champ.

Les sols limono-sableux (de texture moyenne) présentent un risque de tassement relativement faible et légèrement plus important au moment de la protection 1 du blé et de la récolte du maïs, périodes où les surfaces de fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols supérieure à 75 % sont les plus fortes. Pour ces deux périodes, la texture moyenne est présente dans toutes les classes de fréquence mais avec peu de surfaces en fréquences élevées.

Les sols limoneux (de texture moyenne fine) ont, à peu de chose près, le même comportement que les sols à texture sablo-limoneuse (texture moyenne). Ils s'expriment surtout dans la classe des fréquences comprises entre 0 et 25 %, quelle que soit la période de l'année.

Les sols argileux (de texture fine) s'expriment dans toutes les classes de fréquence, excepté en juillet-août et juin qui correspondent aux périodes les moins pluvieuses de l'année. Les classes de fréquence comprise entre 0 et 25 % sont dominantes, excepté au moment de la protection n°1 du blé et de la récolte du maïs où ce sont les classes de fréquence plus élevées qui dominent. Cependant, en récolte du maïs la classe de fréquence 75-100 % représente de faibles surfaces. Ce phénomène semble indiquer que les sols de texture fine sont plus sensibles au tassement que les textures plus limoneuses. Cela est sûrement dû à la valeur des teneurs en eau critiques des sols de texture fine qui sont toujours inférieures à la capacité au champ. De plus, ces textures présentent des réserves utiles $((HCCF - HMINF) \times DAF$ pour 0-30 cm) beaucoup plus faibles. Les réserves en eau du sol sont donc plus vite remplies sur ces sols et atteignent donc plus rapidement des teneurs en eau proches de la capacité au champ.

Les sols de texture argileuse lourde (très fine) sont, quant à eux, très sensibles quelle que soit la contrainte et la période d'intervention. Les fréquences supérieures à 75 % représentent toujours la classe dominante sur ces sols. Mais on constate une certaine hétérogénéité avec des classes de risque de 25-50 ou 50-75 % en période de récolte du blé ou de préparation/semis du blé. La dominance des fréquences élevées s'explique sur ces sols par des teneurs en eau critiques toujours basses par rapport à la capacité au champ (aux alentours de 70 % de la capacité au champ). L'hétérogénéité rencontrée en

récolte du blé et en préparation/semis du blé est sûrement liée à l'état hydrique du sol à ces périodes. En effet, en été et en début d'automne, les réserves du sol sont faibles ou en cours de reconstitution et les teneurs en eau critiques peuvent de ce fait ne pas encore être atteintes.

En conclusion, on note un effet texture certain sur les classes de risque. On aurait tendance à penser que le risque augmente avec la teneur en argile, sauf en fortes contraintes où les textures grossières semblent particulièrement sensibles en surface. Mais l'effet de la texture semble complexe à analyser car celle-ci intervient à deux niveaux : sur les teneurs en eau critiques mais aussi sur le dimensionnement du réservoir eau du sol.

L'hétérogénéité des fréquences pour certaines périodes montre également que la texture n'est sûrement pas le seul facteur à prendre en compte et que l'état hydrique du sol est certainement également important. Il faudrait regarder également l'impact de la profondeur du sol qui joue un rôle prépondérant dans le dimensionnement du réservoir eau du sol.

IV.3.3. Effet du type d'intervention culturale

Nous rappelons que selon les interventions, les contraintes appliquées diffèrent. Ainsi, les contraintes sont de 40 kPa en période de préparation/semis, de 100 kPa en périodes de protection et de 140 kPa en période de récolte, cela quelle que soit la culture. Notre analyse est réalisée à la fois par comparaison visuelle des cartes de risque et par rapport à la répartition des surfaces par classes de fréquence à chaque période. La figure 92 présente cette répartition en culture de blé tendre d'hiver et la figure 93 celle en maïs.

En période de préparation/semis, les cartes de risque montrent une très forte dominance des fréquences inférieures à 25 %. De plus, les cartes de pureté sont très homogènes ce qui montre un comportement des sols similaire. Les histogrammes des figures 92 et 93 montrent également une dominance des fréquences faibles qui représentent environ 90 % des surfaces. A une faible contrainte (40 kPa) semble donc correspondre de faibles risques.

En période de protection, les cartes de risque pour la protection du maïs et pour la protection 2 du blé sont similaires avec là aussi une très forte dominance des fréquences inférieures à 25 % et des cartes de pureté très homogènes. De même, les histogrammes montrent que les fréquences inférieures à 25 % dominent à ces périodes et représentent plus de 75 % des surfaces en blé et 96 % en maïs. Cependant, en protection 1 du blé la carte est très différente avec de nombreuses zones où le risque a augmenté et une plus forte hétérogénéité de la carte de pureté. On retrouve cette hétérogénéité sur la figure 93 où les surfaces des fréquences inférieures à 25 % ne représentent plus que 44 %. Cette hétérogénéité entre les trois cartes montre que d'autres facteurs sont à prendre en compte.

En période de récolte, là où la contrainte est la plus élevée, les cartes sont très différentes entre blé et maïs. En effet, alors qu'en récolte du blé les fréquences faibles dominent largement avec une grande homogénéité de la carte de pureté, en récolte de maïs on constate une augmentation assez générale des risques avec apparition de fréquences élevées (> 50 %) et une plus grande hétérogénéité des puretés dénotant un comportement des sols très variable. Les histogrammes confirment l'analyse visuelle puisque les fréquences inférieures à 25 % dominent largement en récolte du blé (87 % des surfaces) alors qu'elles sont passées à seulement 29 % en récolte du maïs avec une hétérogénéité de répartition des classes de fréquence. Là encore d'autres facteurs sont à prendre en compte pour expliquer ces variations, notamment la pluviométrie et l'état des réserves en eau du sol qui sont faibles en récolte du blé et plus élevées en récolte de maïs.

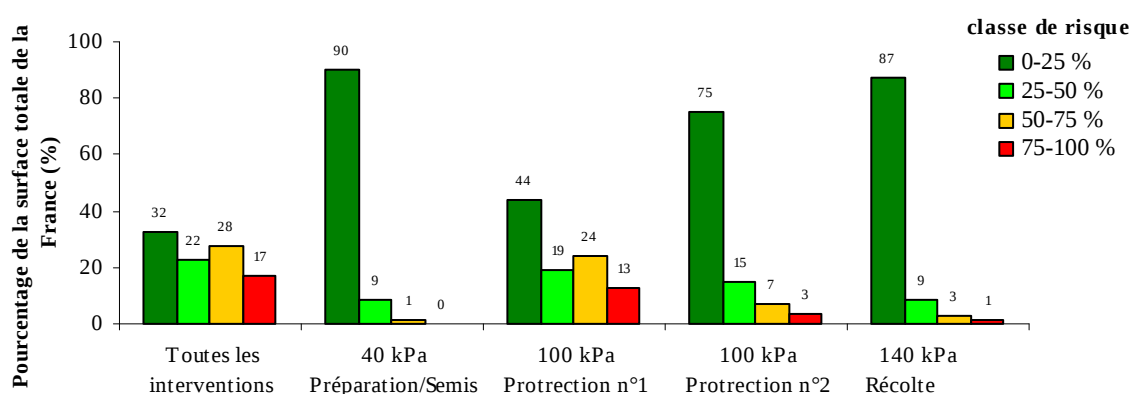


Figure 92 : Pourcentage de la surface de la France occupée par chaque classe de risque pour la culture du blé d'hiver.

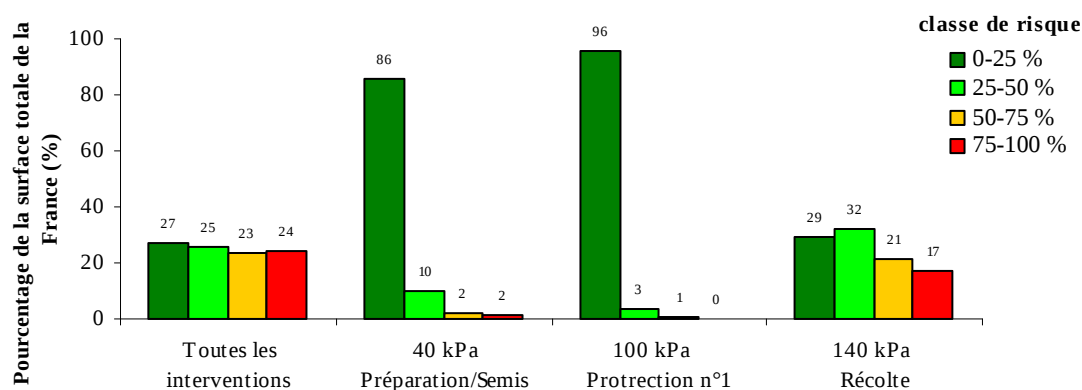


Figure 93 : Pourcentage de la surface de la France occupée par chaque classe de risque pour la culture du maïs.

En conclusion, on ne peut pas montrer une relation entre contrainte et risque de tassement. En effet, même si à contrainte faible on aura surtout des risques faibles, lorsque la contrainte augmente, le risque n'augmente pas toujours. D'autres facteurs interviennent alors comme la variation du comportement des sols en fonction de la texture, la pluviométrie et l'état des réserves en eau du sol.

IV.3.4. Conclusion

L'analyse de l'effet du climat, de la texture et des contraintes présentée précédemment montre que les relations entre ces différents facteurs et le risque est complexe et que le risque est bien la résultante d'une interaction entre ces différents facteurs. Une analyse statistique plus fine devrait être menée pour évaluer ces interactions. On peut toutefois noter que les variations de comportement des sols s'expriment surtout lorsque l'on est en présence de conditions à risque en termes de pluviométrie et de contrainte (récolte du maïs).

IV.4. Etude d'impact des différentes méthodes de conception des cartes sur les prévisions des risques de tassement des sols : une analyse détaillée au cours de la période de la récolte du maïs

Les cartes des risques de tassement des sols à l'échelle de la France sont conçues à partir d'une méthodologie complexe, fondée sur des hypothèses et non sur des mesures expérimentales. Par exemple, le nombre de jours à prendre en compte dans les calculs de risque est fixé à 2 jours minimum sur 3 où le sol doit contenir un excès d'eau dans le sol pouvant engendrer un risque, soit 66 % du temps. Or, nous ne sommes pas en mesure d'affirmer si ce nombre de jours minimum à prendre en compte est pertinent. Différents critères sont donc possibles à différents niveaux de la méthode. En partant de la réalisation des cartes et en remontant les différentes actions menant à ces cartes, on peut donc agir sur :

- La fréquence d'apparition d'un excès d'eau au cours des 30 années climatiques simulées. Cette fréquence permet d'apprécier l'importance du risque. Nous considérons les fréquences d'apparition supérieures à 50 % (plus de 15 années sur 30) ou à 75 % (plus de 22 années sur 30).

- Le nombre de jours minimum où le sol présente un excès d'eau au cours d'une période d'intervention. Jusqu'à maintenant on considérait qu'il y avait un risque lorsqu'au cours d'une période d'intervention, le sol présentait un excès d'eau plus de deux jours sur trois (66 % de la période d'intervention). Nous évaluons également les risques de tassement des sols lorsque le sol présente un excès d'eau plus d'un jour sur trois (33 % de la période d'intervention) ou plus de trois jours sur quatre (75 % de la période d'intervention).

- L'épaisseur de la couche tassée. Nous calculons les surfaces à risque pour un tassement d'une couche de sol de 5 cm d'épaisseur, puis pour un tassement plus important de 15 cm d'épaisseur.

- La prise en compte des contraintes de cisaillement ou non lors des estimations des propriétés mécaniques. Jusqu'à maintenant, nous avons travaillé avec les paramètres mécaniques N et λ corrigés, c'est-à-dire avec des paramètres mécaniques qui tiennent compte des contraintes de cisaillement. Nous souhaitons évaluer l'effet de la compression pure (sans cisaillement) sur les risques de tassement des sols, c'est-à-dire lorsqu'on utilise les paramètres N et λ mesurés à l'essai œdométrique.

- L'estimation des teneurs en eau critiques. Nous étudions en détail l'effet des teneurs en eau critiques estimées à partir de l'indice des vides structuraux ou bien à partir de la capacité au champ.

- Enfin, l'estimation des paramètres hydriques des sols pour le modèle STICS en réalisant la carte des risques avec le paramétrage expert et le paramétrage amélioré.

Pour réaliser cette analyse, nous calculons les surfaces par classe de texture des classes de fréquence d'apparition d'un excès d'eau pour l'ensemble des critères évoqués ci-dessus, à savoir :

- une fréquence supérieure à 50 % ou à 75 %,
- un nombre de jours minimum dans la période de 33, 66 ou 75 %,
- deux méthodes de détermination des teneurs en eau critiques :
 - estimation avec COMPSOIL en prenant : (i) une épaisseur de sol tassé de 5 ou de 15 cm et (ii) des propriétés mécaniques obtenues avec ou sans correction,
 - estimation par la teneur en eau à la capacité au champ,
- deux méthodes d'estimation des paramètres sols de STICS :
 - le paramétrage amélioré,
 - le paramétrage expert (dans ce cas les teneurs en eau critiques correspondent aux teneurs en eau à la capacité au champ).

Les résultats sont présentés dans le tableau 47 pour la récolte du maïs.

Nous avons considéré comme valeurs de référence celles obtenues avec les critères suivants :

- une fréquence supérieure à 75 %,
- un nombre de jours minimum dans la période de 66 %,
- la détermination des teneurs en eau critiques par COMPSOIL en prenant une épaisseur de sol tassé de 5 cm et des propriétés mécaniques obtenues avec correction.

Pour analyser les résultats en terme cartographique, nous avons réalisé des cartes qui montrent le risque dominant en seulement deux classes : une classe considérée comme "non à risque", et une classe considérée comme "à risque". Nous avons ensuite réalisé la carte des différences entre la carte obtenue selon le critère à analyser et la carte de référence. Ces cartes de différence montrent alors les zones qui ont changé de catégories lorsque l'on change un critère et ainsi d'avoir une visualisation plus aisée de l'impact du critère sur l'estimation des zones "à risque".

	Seuil du nombre de jours où le sol présente un excès d'eau (%)	Pourcentage d'années où le sol présente un excès d'eau sur 30 années simulées (%)	Surface totale en France (km²)	Texture	Surface totale en France par texture (× 100 km²)	Pourcentage de la surface totale du type de texture en France (%)
Avec correction / 5 cm	33% (1 jour sur 3)	> 50 %	343058	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	701 1820 328 580 1	87 69 25 88 100
		> 75 %	211839	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	690 1038 90 300 1	86 39 7 46 100
	66% (2 jours sur 3)	> 50 %	205342	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	697 934 108 314 1	87 35 8 48 100
		> 75 %	93003	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	623 221 27 58 1	78 8 2 9 100
	75% (3 jours sur 4)	> 50 %	186018	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	689 818 93 259 1	86 31 7 39 100
		> 75 %	76081	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	545 156 21 38 1	68 6 2 6 100
Sans correction / 5 cm	33% (1 jour sur 3)	> 50 %	123554	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	8 606 139 481 1	1 23 11 73 100
		> 75 %	38028	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	6 156 41 177 1	1 6 3 27 100
	66% (2 jours sur 3)	> 50 %	29684	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	6 141 40 108 1	1 5 3 16 100
		> 75 %	4865	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	1 32 9 5 1	0 1 1 1 100
	75% (3 jours sur 4)	> 50 %	20321	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	6 112 27 57 1	1 4 2 9 100
		> 75 %	4192	Grossière Moyenne Moyenne fine Fine Très fine	1 26 8 5 1	0 1 1 1 100

	Seuil du nombre de jours où le sol présente un excès d'eau (%)	Pourcentage d'années où le sol présente un excès d'eau sur 30 années simulées (%)	Surface totale en France (km²)	Texture	Surface totale en France par texture (× 100 km²)	Pourcentage de la surface totale du type de texture (%)
Avec correction / 15 cm	33% (1 jour sur 3)	> 50 %	183042	Grossière	526	65
				Moyenne	797	30
				Moyenne fine	201	15
				Fine	305	46
				Très fine	1	53
	> 75 %	63518		Grossière	189	24
				Moyenne	325	12
				Moyenne fine	73	6
				Fine	48	7
				Très fine	1	53
Avec correction / 15 cm	66% (2 jours sur 3)	> 50 %	103394	Grossière	296	37
				Moyenne	483	18
				Moyenne fine	73	6
				Fine	182	28
				Très fine	1	53
	> 75 %	15913		Grossière	26	3
				Moyenne	110	4
				Moyenne fine	16	1
				Fine	6	1
				Très fine	1	53
Avec correction / 15 cm	75% (3 jours sur 4)	> 50 %	83883	Grossière	253	31
				Moyenne	382	14
				Moyenne fine	53	4
				Fine	150	23
				Très fine	1	53
	> 75 %	13340		Grossière	21	3
				Moyenne	91	3
				Moyenne fine	15	1
				Fine	5	1
				Très fine	1	53
Sans correction / 15 cm	33% (1 jour sur 3)	> 50 %	46218	Grossière	8	1
				Moyenne	212	8
				Moyenne fine	124	10
				Fine	118	18
				Très fine	1	53
	> 75 %	12930		Grossière	6	1
				Moyenne	85	3
				Moyenne fine	32	2
				Fine	6	1
				Très fine	1	53
Sans correction / 15 cm	66% (2 jours sur 3)	> 50 %	14779	Grossière	6	1
				Moyenne	96	4
				Moyenne fine	32	2
				Fine	13	2
				Très fine	1	53
	> 75 %	4160		Grossière	1	0
				Moyenne	26	1
				Moyenne fine	9	1
				Fine	4	1
				Très fine	1	53
Sans correction / 15 cm	75% (3 jours sur 4)	> 50 %	12446	Grossière	6	1
				Moyenne	88	3
				Moyenne fine	20	2
				Fine	10	2
				Très fine	1	53
	> 75 %	3759		Grossière	1	0
				Moyenne	24	1
				Moyenne fine	7	1
				Fine	4	1
				Très fine	1	53

	Seuil du nombre de jours où le sol présente un excès d'eau (%)	Pourcentage d'années où le sol présente un excès d'eau sur 30 années simulées (%)	Surface totale en France (km²)	Texture	Surface totale en France par texture (× 100 km²)	Pourcentage de la surface totale du type de texture (%)
HCC	33% (1 jour sur 3)	> 50 %	273068	Grossière	390	48
				Moyenne	1770	67
				Moyenne fine	140	11
		Fine	430	65		
		Très fine	0	40		
		> 75 %	114300	Grossière	129	16
	Moyenne			855	32	
	Moyenne fine			41	3	
	Fine			118	18	
	Très fine			0	40	
	66% (2 jours sur 3)	> 50 %	108240	Grossière	106	13
				Moyenne	858	32
				Moyenne fine	41	3
		Fine	78	12		
Très fine		0	0			
> 75 %		26660	Grossière	11	1	
	Moyenne		241	9		
	Moyenne fine		9	1		
	Fine		5	1		
	Très fine		0	0		
75% (3 jours sur 4)	> 50 %	92665	Grossière	82	10	
			Moyenne	768	29	
			Moyenne fine	28	2	
	Fine	49	7			
	Très fine	0	0			
	> 75 %	16366	Grossière	6	1	
Moyenne			145	5		
Moyenne fine			8	1		
Fine			5	1		
Très fine			0	0		
HCC - Paramétrage "expert" de STICS	33% (1 jour sur 3)	> 50 %	450108	Grossière	605	75
				Moyenne	2086	79
				Moyenne fine	1268	98
		Fine	541	82		
		Très fine	1	100		
		> 75 %	176831	Grossière	167	21
	Moyenne			701	27	
	Moyenne fine			703	54	
	Fine			197	30	
	Très fine			1	53	
	66% (2 jours sur 3)	> 50 %	91066	Grossière	3	0
				Moyenne	149	6
				Moyenne fine	569	44
		Fine	188	29		
		Très fine	0	40		
		> 75 %	13944	Grossière	1	0
	Moyenne			72	3	
	Moyenne fine			51	4	
Fine	14			2		
Très fine	0			40		
75% (3 jours sur 4)	> 50 %	52690	Grossière	2	0	
			Moyenne	106	4	
			Moyenne fine	287	22	
	Fine	130	20			
	Très fine	0	40			
	> 75 %	7297	Grossière	1	0	
Moyenne			49	2		
Moyenne fine			18	1		
Fine			5	1		
Très fine			0	0		

Tableau 47 : Surfaces en France affectées en fonction des différents choix de conception de la carte des risques de tassement des sols lors de la récolte du maïs.

IV.4.1. Effet du nombre d'années

Nous comparons ici l'impact du nombre d'années pour le calcul de la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols en prenant deux seuils : 50 % ou 75 %. La Figure 94 montre les zones qui ont

changé de classe de risque. Le tableau 47 donne les résultats sur l'évolution des surfaces correspondantes (surlignées en rose).

Les résultats montrent que prendre un seuil de 50 % d'années au lieu de 75 % entraîne un doublement des surfaces à risque (+ 121 %) avec de nombreuses zones où le risque apparaît et qui sont situées principalement en région Centre, en Limousin, dans le Nord de Midi-Pyrénées, en Auvergne, en Franche-Comté, en Rhône-Alpes et dans les Alpes-Maritimes. Ces zones correspondent aux zones en orange sur la carte de risque (figure 87).

Le tableau 47 montre que les changements concernent surtout les sols de texture moyenne, moyenne fine et fine puisque la part des zones à risque par rapport à la surface de la texture passe respectivement de 8 à 35% (+338%), de 2 à 8 % (+300 %) et de 9 à 48% (+433 %).

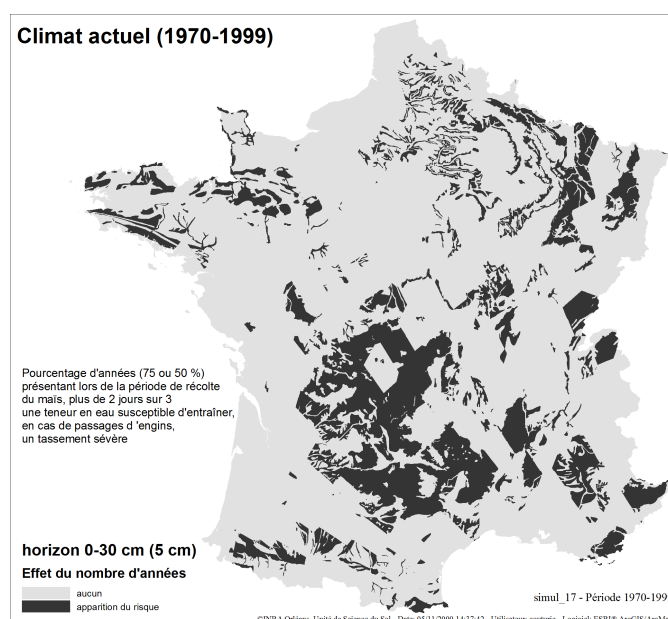


Figure 94 : Effet de la variation du nombre d'années à considérer dans les calculs des risques de tassement des sols au cours de la période de la récolte du maïs : le pourcentage passe de 75 % à 50 %.

IV.4.2. Effet du nombre de jours dans la période

Nous étudions l'effet du nombre de jours minimum où le sol présente un excès d'eau au cours de la période de la récolte du maïs. La figure 95 présente l'évolution des zones à risque lorsque ce nombre de jours est modifié passant de 66 % à 33 % (à gauche) et à 75 % (à droite).

Les résultats en termes de surface sont présentés dans le tableau 47 : surfaces surlignées en gris pour 33 % et en marron pour 75 %.

Le passage de 66 % à 33 % montre un doublement des surfaces à risque (+128 %). Ce sont surtout les textures moyenne, moyenne fine et fine qui sont modifiées avec la part des zones à risque par rapport à

la surface de la texture passant respectivement de 8 à 39 % (+388 %), de 2 à 7 % (+250 %) et de 9 à 48 % (+411 %). La carte montre que les zones d'apparition du risque coïncident avec les zones d'apparition de la figure 95. Cela tendrait à démontrer que le critère nombre d'années et le critère nombre de jours sont liés.

Par contre, le passage de 66 % à 75 % montre une faible diminution des surfaces à risque (-18 %). Ce sont surtout les surfaces en texture fine, moyenne et grossière qui sont diminuées avec respectivement -33 %, -25 % et -13 %.

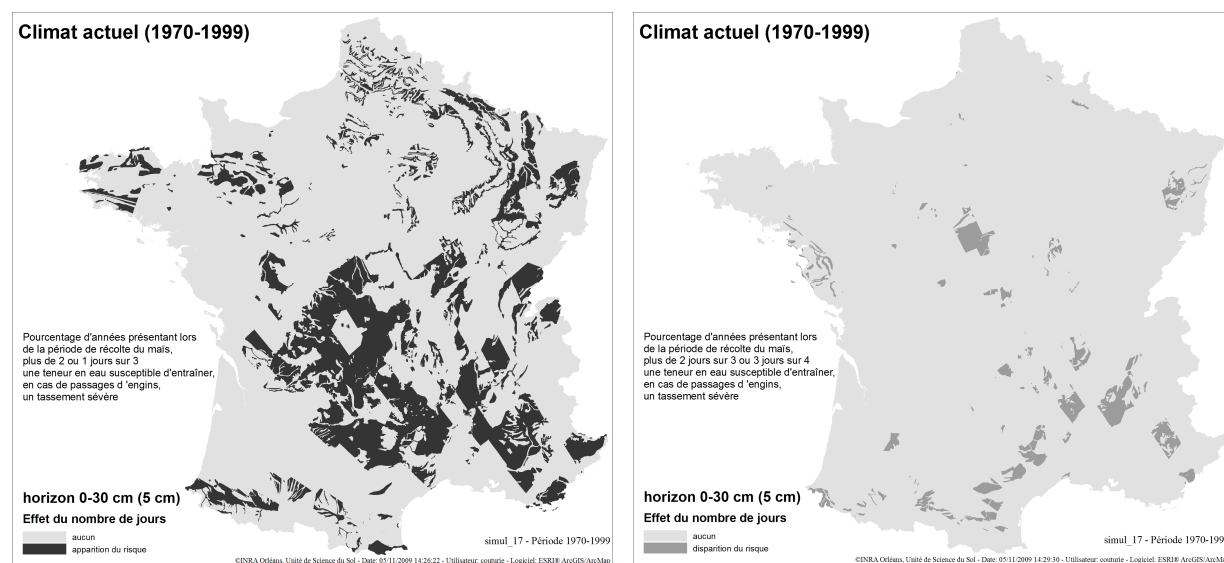


Figure 95 : Effet du "nombre de jours par période" sur la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol supérieure à 75 % au cours de la période de la récolte du maïs : le "nombre de jours par période" passe de 66 % à 33 % à gauche et de 66 % à 75 % à droite.

IV.4.3. Effet de la correction des propriétés mécaniques

Dans la partie III.3.2.c., on observe que les limites L2 sont systématiquement plus faibles lorsque les propriétés mécaniques sont corrigées, c'est-à-dire lorsque le modèle COMPSOIL tient compte du cisaillement. L'écart maximal entre les teneurs en eau critiques avec et sans correction (quelle que soit l'épaisseur de la couche tassée) est d'environ 8 % pour la texture grossière sous une contrainte de 140 kPa.

La figure 96 montre la différence sur la carte de risque de tassement lorsque l'on ne prend pas en compte les corrections des propriétés mécaniques. Les résultats sur les surfaces sont donnés dans le tableau 47 (surlignées en jaune).

On constate surtout une très forte diminution des surfaces à risque qui passe de 93003 km² à 4865 km² (soit -95 %). Toutes les classes texturales voient le risque diminuer fortement (-90 % pour les textures

moyenne et fine, -50 % pour la texture moyenne fine et presque 100 % pour la texture grossière) sauf la texture très fine. Les sols de texture très fine ne sont donc pas influencés par la correction des propriétés mécaniques alors que les conséquences sont très importantes sur les autres classes texturales.

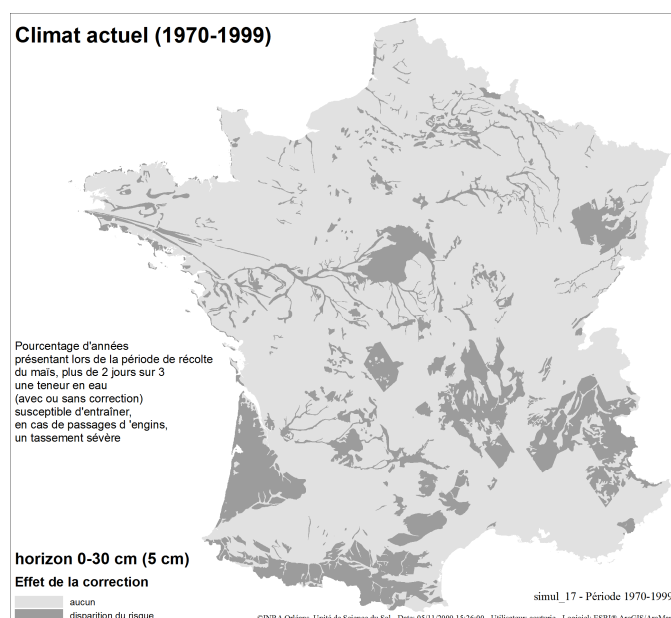


Figure 96 : Effet de la correction des propriétés mécaniques sur la prévision des risques de tassement dont la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol est supérieur à 66 % de la période de la récolte du maïs, pendant 22 années sur 30 années simulées

Nous traçons l'histogramme de l'impact de la prise en compte du cisaillement (propriétés mécaniques corrigées) sur la prévision de toutes les classes de risque (figure 97) pour quantifier ce phénomène. Il s'avère, en effet, que négliger le cisaillement revient à faire disparaître les zones de fréquence élevées (zones rouges) au bénéfice des faibles fréquences (qui sont multipliées par 2,5). Les effets du cisaillement sont donc très importants sur la prévision des risques de tassement.

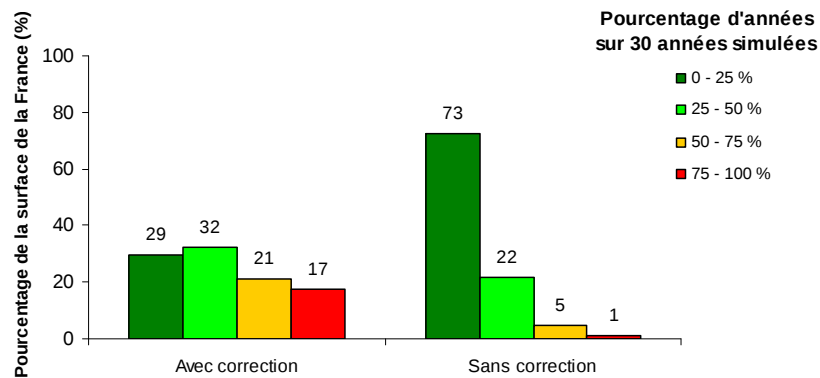


Figure 97 : Impact de la correction des propriétés mécaniques sur la prévision des classes de fréquence (0-25, 25-50, 50-75 et 75-100 %) pour la période de la récolte du maïs.

IV.4.4. Effet de l'épaisseur de la couche tassée

Nous souhaitons évaluer l'effet de l'épaisseur de la couche tassée sur nos calculs de fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans les sols. Nous disposons de peu d'informations sur les relations entre épaisseur de couche tassée et conséquences du tassement sur les fonctionnalités du sol (croissance des plantes, écosystème des organismes vivants, transferts de l'eau-air-chaleur, décomposition de la matière organique, etc.). Nous avons donc réalisé nos estimations pour deux épaisseurs de sol tassé : 5 et 15 cm. Nous avons vu, dans la partie III.3.2.c. que l'épaisseur avait très peu d'impact sur les teneurs en eau critiques de l'horizon 10-30 cm (limites L2) mais davantage sur les teneurs en eau critiques de l'horizon 0-10 cm (limites L1). Nous avons vu également qu'il était plus difficile de tasser un sol sur 15 cm d'épaisseur que sur 5 cm. La teneur en eau nécessaire à un tel tassement augmentait avec la teneur en argile mais cela n'était pas systématique. En revanche, ce phénomène était moins prononcé mais systématique sur les sols de texture grossière. Le tableau 47 nous permet de quantifier les variations obtenues. La figure 98 présente la carte des différences.

On constate que les surfaces à risque diminuent fortement lorsque l'on passe de 5 cm à 15 cm (-83 %). Le tableau 47 montre que les effets de l'épaisseur se ressentent dans toutes les classes de texture, y compris la texture très fine qui jusqu'à présent ne semblait pas changer de classe de risque. Les effets sont très élevés sur les sols de textures grossière (-96 %) et fine (-89 %) et sur les autres textures ont une diminution des surfaces de l'ordre de -50 %. L'impact de l'épaisseur est donc très important pour tous les sols.

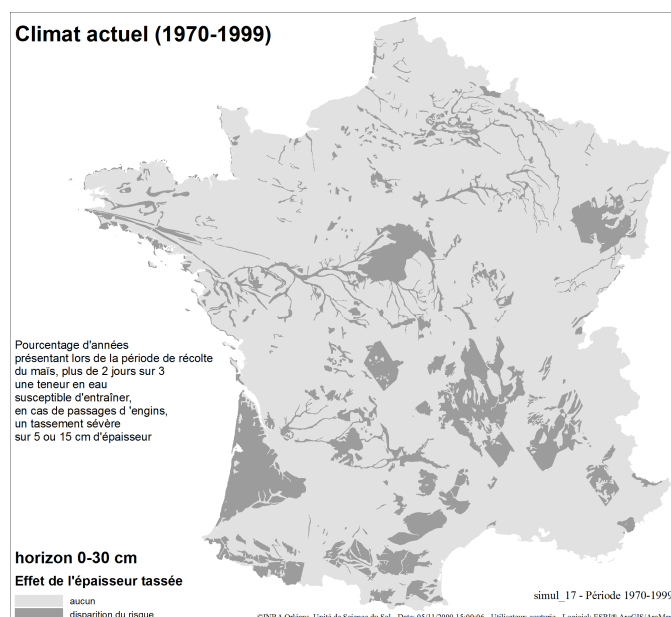


Figure 98 : Effet de l'épaisseur de la couche tassée à prendre en compte dans la prévision des risques de tassement dont la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol plus de 66 % de la période de la récolte du maïs, est supérieure à 22 années sur 30 années simulées (soit plus de 75 % du temps)

IV.4.5. Effet de la teneur en eau critique à la capacité au champ

Nous comparons ici l'effet de la méthode d'estimation des teneurs en eau critiques. Les résultats correspondent aux données surlignées en bleu dans le tableau 47 et à la carte de la figure 99.

Prendre comme teneur en eau critique la teneur en eau à la capacité au champ revient là encore à diminuer globalement les surfaces à risque (-71 %). Cependant, l'impact n'est pas aussi simple car certaines zones voient le risque diminuer et d'autres augmenter comme le montre la figure 100.

Le tableau 47 montre que les sols de texture moyenne voient le risque augmenter légèrement (+13 %), tandis que les autres textures voient le risque diminuer. Les textures grossière, fine et très fine sont celles qui perdent le plus de surface à risque (-99 %, -89 % et -100 % respectivement). Concernant les zones de disparition du risque, les sols de texture grossière étant ceux qui contribuent le plus en termes de surface, ce sont surtout eux qui ressortent sur la carte des différences.

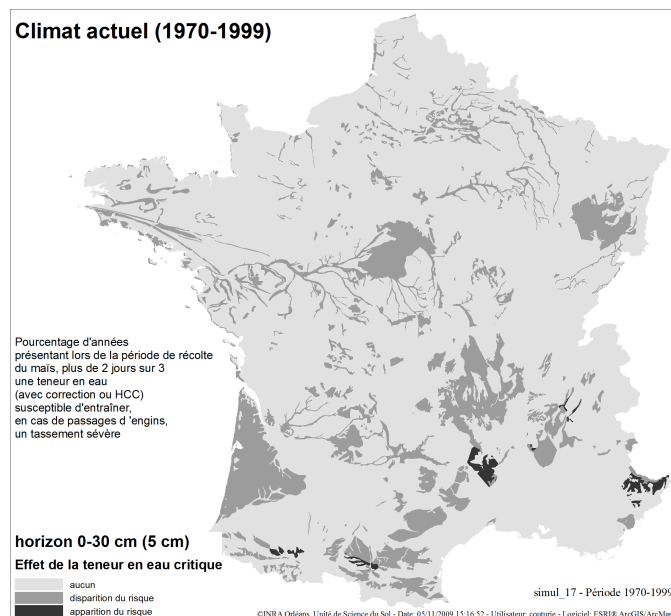


Figure 99 : Effet de la teneur en eau critique à la capacité au champ sur la prévision des risques de tassement pour la récolte du maïs. La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol est supérieure à 75 % et le nombre de jours à risque est supérieur à 66 %.

Ces résultats s'expliquent tout à fait quand on regarde le rapport de la teneur en eau critique par rapport à la teneur en eau à la capacité au champ (Tableau 48). En effet, pour la plupart des textures, les teneurs en eau critiques estimées avec COMPSOIL sont inférieures à la teneur en eau à la capacité au champ. Prendre cette dernière comme teneur en eau critique revient donc à diminuer le risque. Par contre, pour la texture moyenne, la teneur en eau critique est supérieure à la capacité au champ pour l'horizon 10-30 cm. Pour cette texture, prendre la teneur en eau à la capacité au champ comme teneur en eau critique revient donc à augmenter le risque. L'écart entre la teneur en eau critique et la capacité au champ n'est pas très important pour les classes texturales moyenne, moyenne fine et fine. Donc la sur- ou la sous-estimation du risque ne devrait pas porter sur un nombre important de jours. Par contre, l'écart est beaucoup plus important pour la texture grossière sur 0-10 cm et pour la texture très fine. Pour ces deux textures, la sous-estimation du risque devrait donc porter sur un plus grand nombre de jours.

	Teneur en eau critique L2 (en % de la teneur en eau à la capacité au champ)	Teneur en eau critique L3 (en % de la teneur en eau à la capacité au champ)
grossière	94	69
moyenne	102	98
moyenne fine	94	94
fine	94	94
très fine	69	67

Tableau 48 : rapport entre les teneurs en eau critiques estimées par COMPSOIL et la teneur en eau à la capacité au champ (en %) pour une contrainte de 140 kPa et par classes de texture.

IV.4.6. Effet du paramétrage de STICS

Il s'agit ici de comparer le paramétrage expert au paramétrage amélioré. La différence entre les deux paramétrages porte sur les estimations des paramètres hydriques du sol. L'estimation des teneurs en eau critiques avec le modèle COMPSOIL n'est pas applicable au paramétrage expert. Nous allons donc comparer les résultats pour des teneurs en eau critiques estimées à la capacité au champ. Cela correspond aux données surlignées en bleu et en rouge dans le tableau 47.

La Figure 101 montre les cartes de risque obtenues pour les deux paramétrages et la Figure 100 montre la répartition des surfaces par classes de fréquence. La Figure 102 montre la carte des différences de surfaces à risque.

Les résultats montrent une diminution de -48 % des surfaces estimées à risque lorsque l'on prend le paramétrage expert (Tableau 47, Figure 100). Les surfaces à risque pour les deux paramétrages restent faibles (5 et 3 % respectivement pour le paramétrage expert ou amélioré). Cependant, cette diminution ne concerne que les classes texturales grossière et moyenne avec une diminution de -90 % et de -70 % respectivement. Pour les textures moyenne fine, fine et très fine, les surfaces à risque augmentent avec le paramétrage expert ((Tableau 47). Elles sont multipliées par 6 pour la texture moyenne fine et par 3 pour la texture fine. Pour la texture très fine, les surfaces à risque passent de 0 % à 40 %. Comme les textures grossière et moyenne représentent la plus grosse contribution aux surfaces à risque, leur diminution fait globalement diminuer les surfaces à risque (Figure 101 : diminution des zones rouge, Figure 102 : zones de disparition des risques plus importantes que les zones d'apparition).

Cependant, lorsque l'on regarde les autres classes de fréquence (0-25 %, 25-50 % et 50-75 %), on s'aperçoit qu'il y a de grandes différences entre les deux paramétrages. Ces différences se voient peu dans la Figure 100. Les répartitions par classes de fréquence sont relativement proches en termes de surface pour la France prise globalement. Mais lorsque l'on regarde la répartition géographique, on s'aperçoit que la moitié Nord de la France présente des fréquences globalement plus fortes avec le paramétrage expert. On note notamment que la zone de texture moyenne fine du Bassin Parisien est passé de la classe de fréquence 0-25 % à la classe 25-50 %. On note également une plus grande étendue de la classe 50-75 %. A contrario, la moitié Sud de la France montre plutôt une diminution des fréquences. La zone de fréquence 50-75 % du Massif Central disparaît avec le paramétrage expert plutôt au profit des fréquences de 25 à 50 %. Cela semble lié à la différence de comportement des textures moyenne et moyenne fine. En effet, la France est globalement divisée en deux concernant la texture de surface dominante (figure 20 ou carte de droite de l'aide-mémoire) : au nord, la texture moyenne fine domine, tandis qu'au sud, la texture moyenne domine. Or, avec le paramétrage expert la texture moyenne a des fréquences plus faibles et la texture moyenne fine des fréquences plus élevées.

On note également que la carte de pureté est moins hétérogène avec le paramétrage expert, ce qui tendrait à démontrer que dans le paramétrage expert les sols ont un comportement plus proche les uns des autres que dans le paramétrage amélioré.

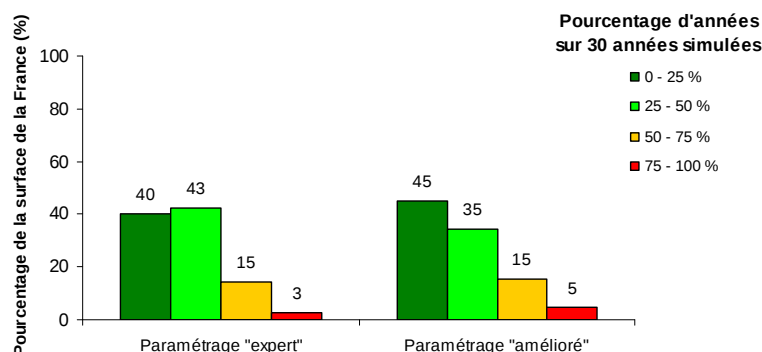


Figure 100 : Impact du paramétrage de STICS sur le pourcentage d'années présentant un risque de tassement (0-25, 25-50, 50-75 et 75-100 %) au cours de la récolte du maïs.

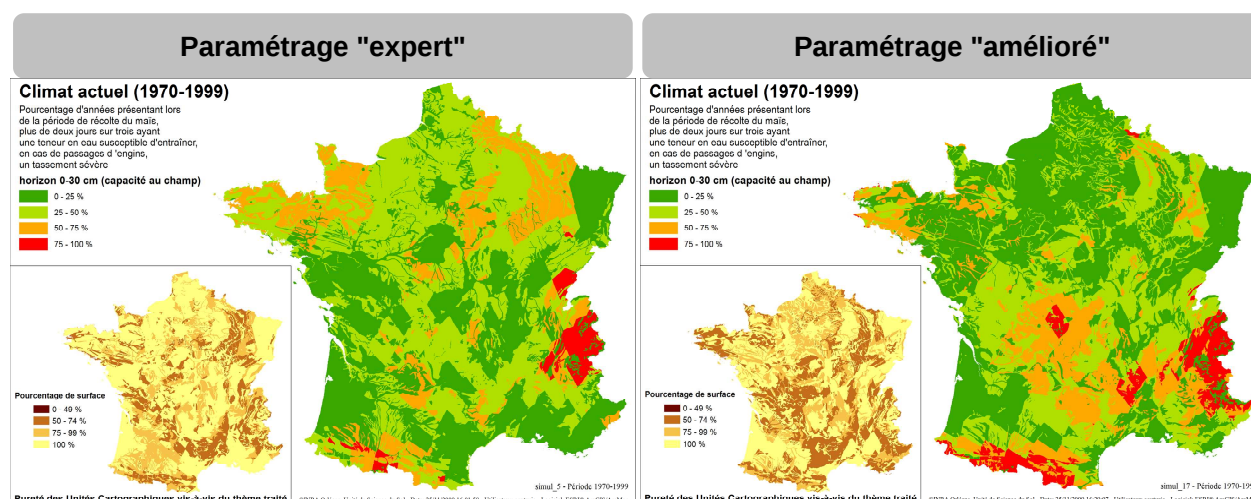


Figure 101 : Cartes du pourcentage d'années présentant plus de deux jours sur trois, lors de la récolte du maïs, une teneur en eau du sol susceptible d'engendrer un tassement critique en cas de passage d'engins. Ces prévisions sont obtenues avec le paramétrage "expert" à gauche et le paramétrage "amélioré" de STICS à droite. Dans les deux cas la teneur en eau critique est égale à la capacité au champ.

Cependant, l'analyse est assez complexe à mener car c'est tout un ensemble de paramètres qui ont été modifiés et qui influent à la fois sur l'estimation de la teneur en eau du sol à un instant t mais également sur l'estimation des teneurs en eau critiques. En effet, les seuils de teneur en eau critique sont plus faibles pour le paramétrage expert. Pourtant, certaines classes texturales voient leur surface à risque diminuer. Le paramétrage expert aurait donc plutôt tendance à sous-estimer les teneurs en eau du sol pour les textures grossière et moyenne et à les surestimer pour les textures moyenne fine, fine et très fine. Cependant, cela n'est peut-être pas tout à fait vrai pour la texture très fine. En effet, pour

cette texture, la valeur de la teneur en eau critique appliquée pour le paramétrage amélioré est très élevée comparée à celle utilisée pour le paramétrage expert (56 % contre 33,2 à 39,2 %) et cette différence peut à elle seule expliquer l'augmentation des surfaces à risque pour cette texture.

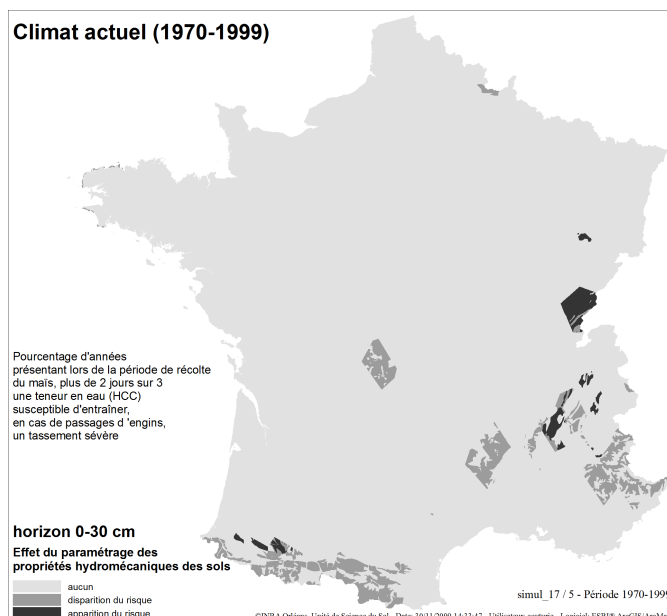


Figure 102 : Effet du paramétrage hydromécanique des sols sur la prévision des risques de tassement dont la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol est supérieur à 66 % de la période de la récolte du maïs pendant plus de 22 années sur 30 années simulées.

IV.4.7. Conclusion sur les impacts des choix de conception des cartes des risques de tassement

L'analyse détaillée réalisée sur la récolte du maïs permet de mettre en évidence l'amélioration du paramétrage de STICS que nous avons effectué dans la partie III de ce mémoire. Cette analyse nous a permis également d'améliorer la compréhension des phénomènes de tassement des sols à l'échelle nationale ainsi que de connaître l'origine des variations de nos prévisions.

Nous observons, ainsi, que :

- le paramétrage amélioré de STICS semble induire un comportement des sols assez différent d'une classe texturale à une autre par rapport au paramétrage "expert". La principale différence entre les deux paramétrages réside dans la mise au point, pour le paramétrage amélioré, d'une méthodologie commune d'estimation des paramètres hydriques. En effet, pour le paramétrage amélioré, les paramètres obtenus sont dépendants les uns des autres par construction, ce qui crée une certaine cohérence interne du paramétrage. Pour le paramétrage "expert", les paramètres sont estimés indépendamment les uns des autres avec des fonctions ou des classes de pédotransfert d'origine différente.

- les critères "nombre d'années" et "nombre de jours" à prendre en compte pour cartographier les risques de tassement des sols ont un impact très important puisque cela peut conduire à doubler les surfaces à risque. Cependant, ces deux critères peuvent se compenser car les surfaces à risque obtenues avec un "nombre de jours" à 33 % pour des fréquences supérieures à 75 % correspondent à peu près à celles obtenues avec un nombre de jours de 66 % pour des fréquences supérieures à 50 %. Ce résultat se reproduit au cours de la préparation/semis et de la protection du maïs. En revanche, il ne s'observe jamais pour la culture du blé tendre d'hiver. Il est à noter que le seuil de nombre de jours de 75 % a peu d'impact.

- les critères "correction des propriétés mécaniques", "épaisseur de la couche tassée" et "teneurs en eau critiques" ont un impact élevé. La non prise en compte des corrections, l'épaisseur de sol tassé de 15 cm ou les teneurs en eau critiques égales à la capacité au champ tendent à diminuer fortement les surfaces à risque d'un ordre de grandeur à peu près similaire. L'impact de la correction des propriétés mécaniques est le plus fort, suivi de celui de l'épaisseur puis des teneurs en eau critiques. Les teneurs en eau critiques à la capacité au champ vont cependant avoir un impact différent selon la classe texturale en sous-estimant les surfaces à risque en texture grossière ou moyenne et en les surestimant pour les autres textures.

L'analyse des effets des différents critères étudiés montre surtout que chaque critère a son importance car les variations induites par chaque critère sont du même ordre de grandeur dans un sens comme dans un autre (augmentation ou diminution des surfaces à risque). Aucun critère ne ressort vraiment comme n'ayant aucun ou peu d'impact. Cela confirme ce que nous observions dans la partie IV.3. : les phénomènes de tassement des sols résultent de l'interaction entre sols, climat et contrainte.

Si l'on considère comme élément de comparaison l'impact sur l'estimation des surfaces à risque, les critères ayant le plus d'impact semblent être ceux qui sont liés aux sols avec par ordre d'importance : la correction des propriétés mécaniques (leur non prise en compte divise les surfaces à risque par 20), puis l'épaisseur du sol tassé (le passage à 15 cm divise les surfaces à risque par 6), et enfin les teneurs en eau critiques (prendre la capacité au champ divise les surfaces par 3,5). Les critères sur le nombre de jours à risque et sur le nombre d'années sont similaires avec un doublement des surfaces lorsque l'on passe respectivement de 66 % à 33 %, et de 75 % à 50 %. Cependant, seule la période de la récolte a été étudiée. Il faudrait analyser les autres périodes et celles du blé tendre d'hiver pour vérifier si on obtient les mêmes tendances.

IV.5. Les cartes des risques de tassement des sols français avec le changement climatique

Les cartes des risques de tassement des sols suivantes sont réalisées dans les mêmes conditions de simulation que les cartes des risques de tassement de la partie IV.2., excepté en ce qui concerne le climat. A présent, nous réalisons les simulations de STICS avec deux climats futurs : soit le *scénario A2*, soit le *scénario B2* de la base de données météorologique spatialisée. Ces scénarios ont été estimés en appliquant des anomalies sur l'ensemble des simulations d'ARPEGE entre 1970 et 1999 afin de simuler un éventuel scénario climatique dû au réchauffement global. Les cartes des risques de tassement, présentées dans cette partie, correspondent aux périodes les plus exposées au cours de l'année en climat actuel, c'est-à-dire la protection n°1 du blé (en février) et la récolte du maïs (en octobre).

La figure 103 illustre l'évolution des précipitations entre les *scénarios contrôle*, *A2* et *B2*. Pour la période de protection 1 du blé (ligne du haut), entre le *scénario contrôle* et les *scénarios A2* et *B2*, on observe une diminution de la pluviométrie dans le Bassin Parisien, la Lorraine, la Normandie et le Sud-ouest de la France (une partie du Bassin Aquitain et de Midi-Pyrénées). Cette diminution est de l'ordre de grandeur d'un cumul moyen des pluies d'environ 25 mm en vingt jours.

Pour la récolte du maïs, les zones de diminution de la pluviométrie des *scénarios A2* et *B2* par rapport au *scénario contrôle* sont moins prononcées qu'en février. Cependant, là encore, le Bassin Parisien, la Normandie et le Sud-ouest de la France sont les zones les plus touchées par le changement climatique. En revanche, les diminutions du cumul moyen des pluies ont un ordre de grandeur variant entre 25 et 50 mm en vingt jours.

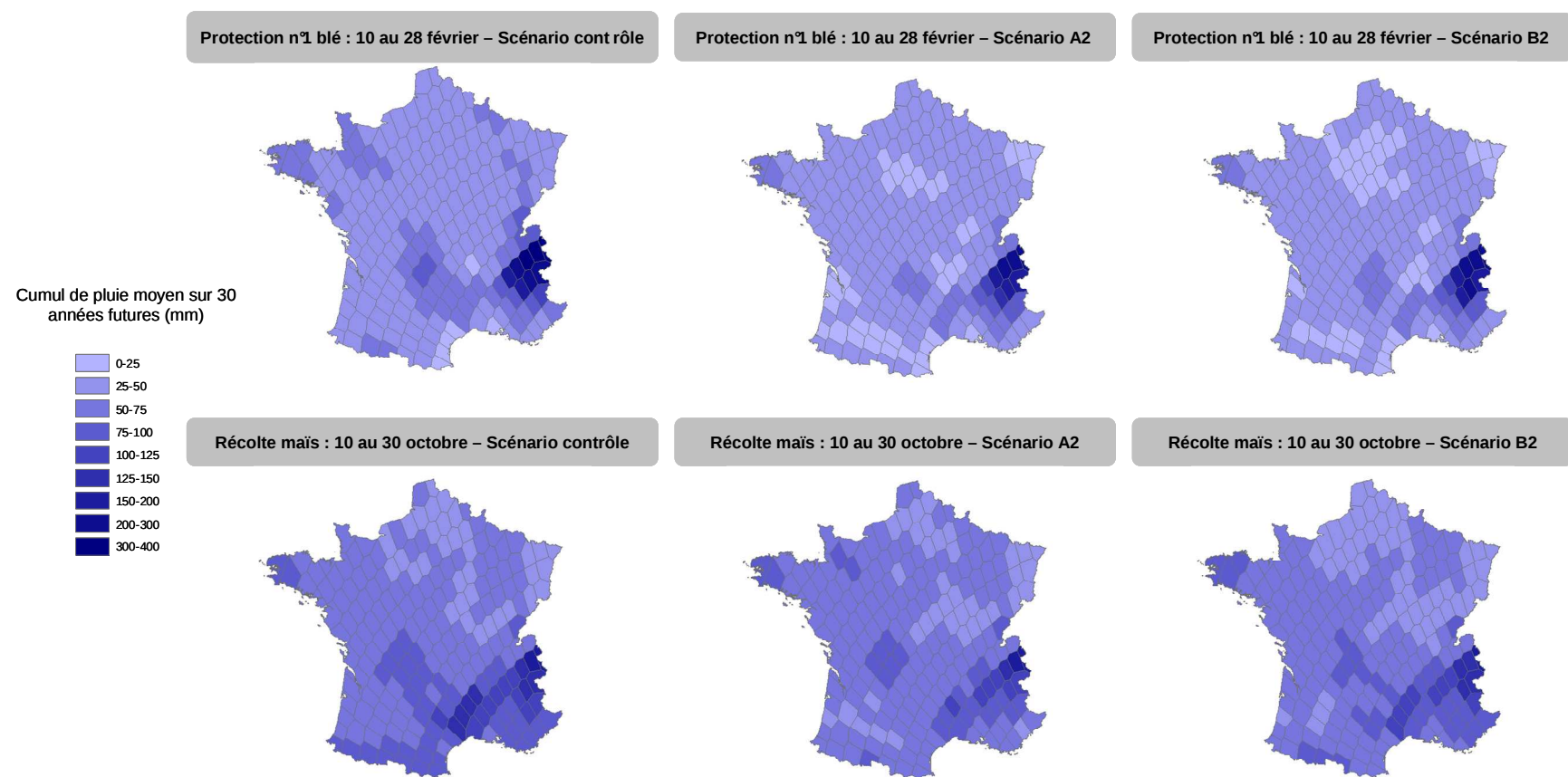


Figure 103 : Cumul moyen des précipitations, au cours d'une période, sur 30 années des scénarios contrôle, A2 et B2.

IV.5.1. Résultats pour la protection 1 du blé tendre d'hiver

Les résultats de la répartition des classes de fréquence pour la période de la protection 1 du blé tendre d'hiver pour les trois scénarios climatiques sont présentés à la Figure 104. On constate une augmentation de la part des surfaces de fréquence élevée (>75 %) pour les deux scénarios A2 et B2 puisqu'elle passe de 13 % de la surface totale en *scénario contrôle* à 23 % pour le *scénario B2* et 26 % pour le *scénario A2*. De même, on constate également une légère augmentation des surfaces à fréquence faible (<25 %). Par contre, les surfaces à fréquences comprises entre 25 et 50 % ou 50 et 75 % diminuent avec les deux scénarios A2 et B2.

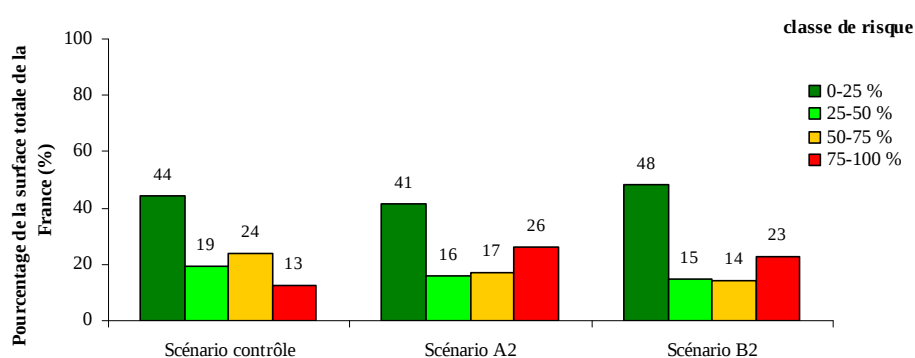


Figure 104 : Effet des différents scénarios climatiques sur les prévisions des risques de tassement des sols français pour la culture du blé tendre d'hiver.

Sur la carte de risque de tassement lors de la protection 1 du blé tendre d'hiver pour le *scénario A2* (figure 105), on constate une augmentation des surfaces en fréquence supérieure à 75 % au détriment des surfaces de fréquences comprises entre 50 et 75 % ce qui est cohérent avec les résultats de la figure précédente. Dans le même temps, les surfaces de fréquence 25-50 % ont diminué au profit des surfaces de fréquence entre 50 et 75 %. Cela donne globalement une impression d'augmentation du risque en Champagne-Ardenne et en Lorraine, et dans la partie Ouest de la France. Par contre, les zones de fréquence faible (<25 %) pour le scénario contrôle sont restées dans cette classe avec le *scénario A2*.

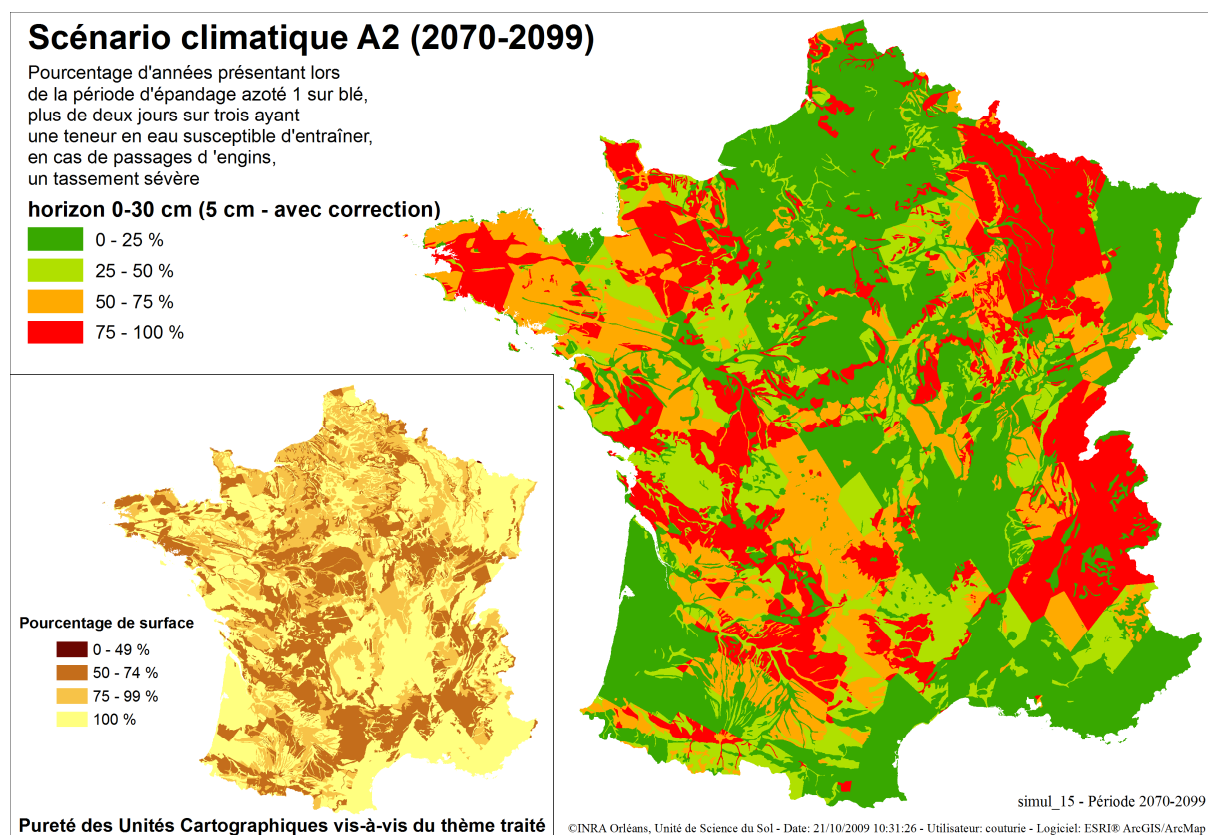


Figure 105 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°1 du blé tendre d'hiver, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au scénario A2.

Lors de la protection 1 du blé tendre d'hiver, les tendances constatées sur la carte de risque pour le scénario A2 se retrouvent sur la carte de risque de tassement pour le scénario B2 (Figure 106) mais avec moins d'augmentation des surfaces en fréquences supérieures à 75 %.

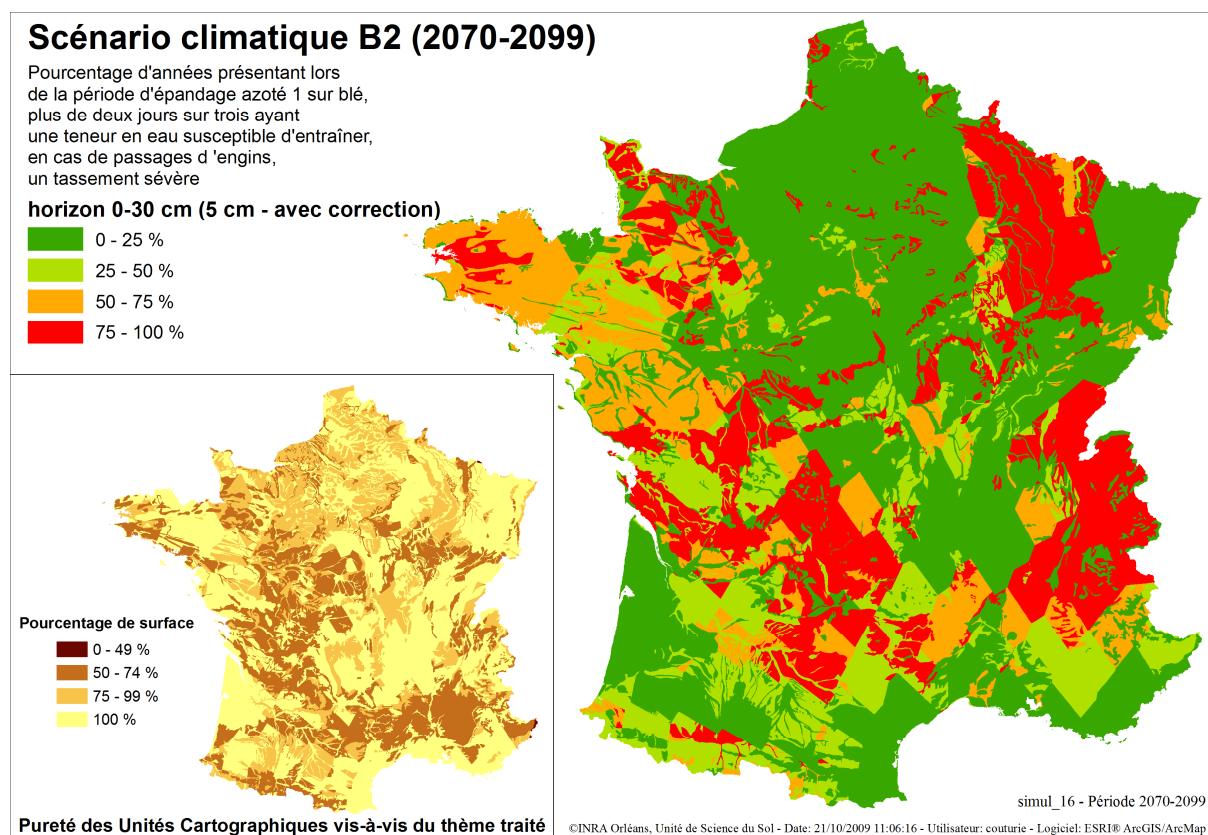


Figure 106 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°1 du blé d'hiver, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement sévère sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au *scénario B2*.

Les *scénarios A2* et *B2* semblent donc augmenter le contraste entre des zones à risque faible quel que soit le scénario climatique et des zones à risque plus élevé où le changement climatique va augmenter le risque.

IV.5.2. Résultats sur la récolte du maïs

Contrairement au blé tendre, la répartition des classes de fréquence selon les différents scénarios (Figure 107) montre une légère diminution des surfaces de fréquences supérieures à 75 % entre le *scénario contrôle* et le *scénario A2*. Cette diminution se retrouve également pour la classe de fréquences comprises entre 50 et 75 % des *scénarios A2* et *B2*. Dans le même temps, les classes de fréquences inférieures à 25 % ou comprises entre 25 et 50 % restent stables ou augmentent.

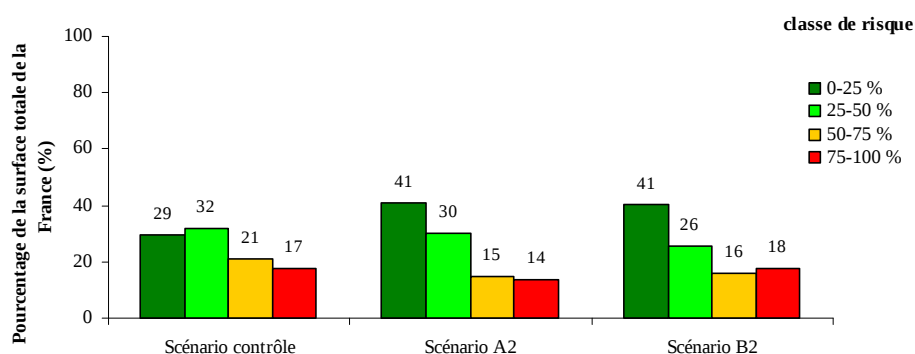


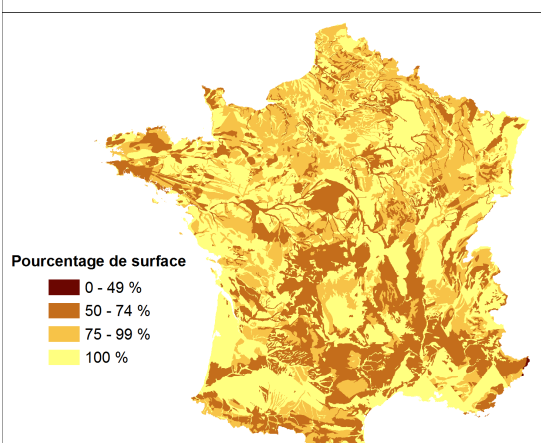
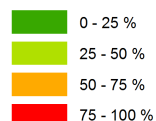
Figure 107 : Effet des différents scénarios climatiques sur les prévisions des risques de tassement des sols français pour la culture du maïs.

La carte de risque de tassement pour le *scénario A2* (Figure 108) montre une diminution des zones de fréquences supérieures à 75 % au profit des zones de fréquences comprises entre 50 et 75 % dans les Landes, en Limousin et dans les Pyrénées notamment. On constate également une diminution des surfaces de fréquences 50-75 % au profit de zones de fréquences 25-50 % (Limousin) ou de zones de fréquences 25-50 % au profit de zones de fréquences inférieures à 25 % (Aquitaine).

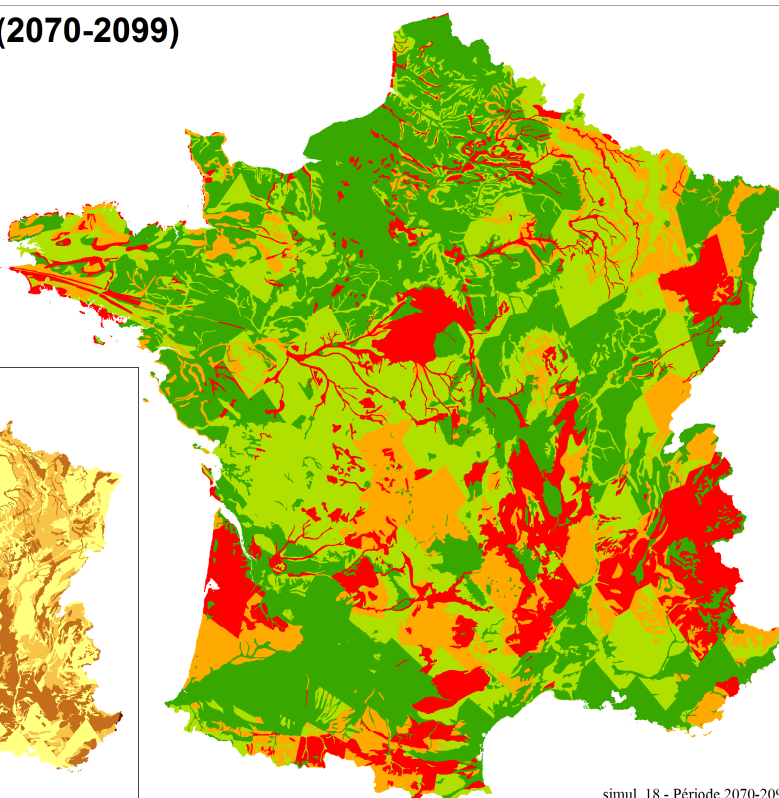
Scénario climatique A2 (2070-2099)

Pourcentage d'années présentant lors de la période de récolte du maïs, plus de deux jours sur trois ayant une teneur en eau susceptible d'entraîner, en cas de passages d'engins, un tassement sévère

horizon 0-30 cm (5 cm - avec correction)



Pureté des Unités Cartographiques vis-à-vis du thème traité



simul_18 - Période 2070-2099

©INRA Orléans, Unité de Science du Sol - Date: 21/10/2009 09:52:15 - Utilisateur: couture - Logiciel: ESRI® ArcGIS/ArcMap

Figure 108 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du maïs, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement sévère sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au *scénario A2*.

Ces diminutions ne se retrouvent pas sur la carte du *scénario B2* (Figure 109) sauf pour certaines zones de fréquence 25-50 % qui sont devenues des zones de fréquence inférieures à 25 %. (Aquitaine, Basse Normandie, Franche-Comté).

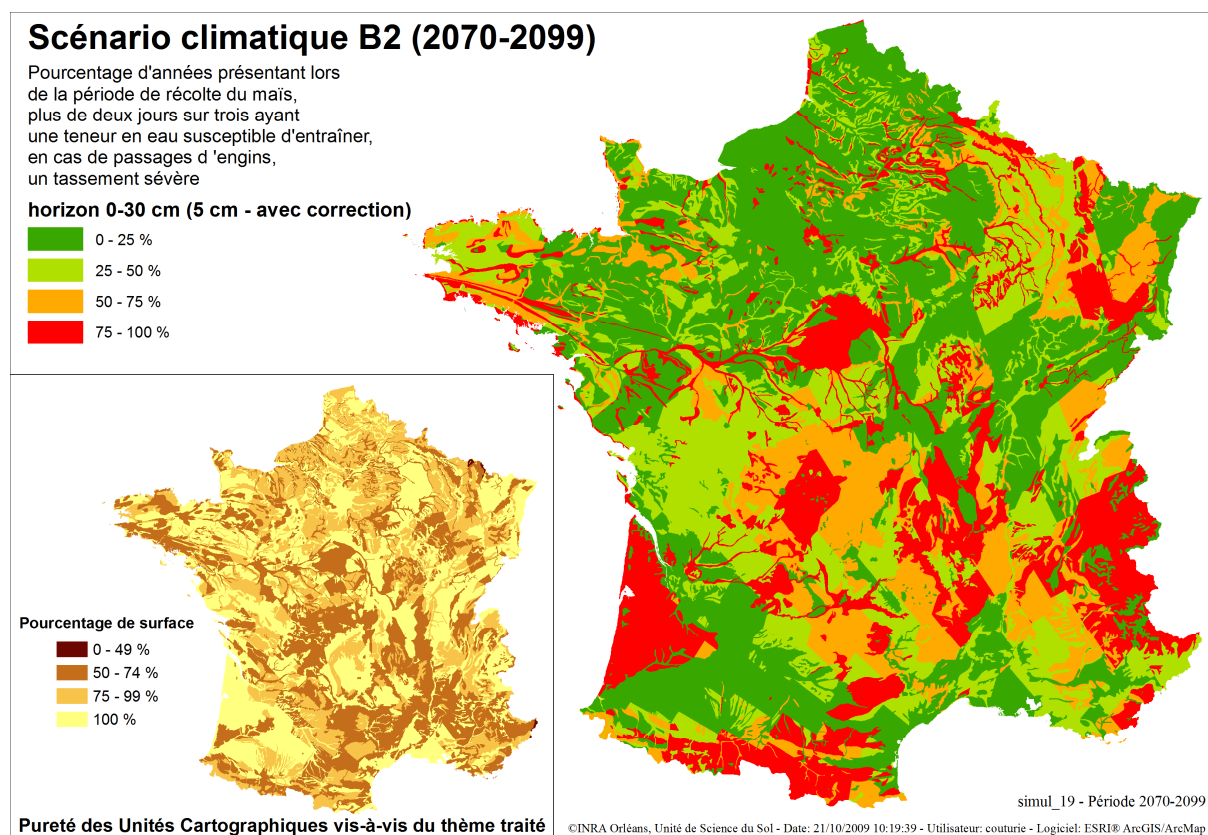


Figure 109 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du maïs, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement sévère sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au *scénario B2*.

Pour la récolte du maïs, les scénarios de changement climatique ont plutôt tendance à diminuer les risques de tassement, plus pour le *scénario A2* que pour le *scénario B2*.

IV.5.3. Conclusion sur les effets du changement climatique

Les scénarios climatiques *A2* et *B2* montrent donc des évolutions similaires : augmentation du risque en période de protection 1 du blé tendre et diminution en période de récolte du maïs. Le *scénario A2* est celui qui enregistre les plus grands écarts avec le *scénario contrôle*. Le *scénario B2* se révèle plus proche du *scénario contrôle*.

Pourtant pour ces deux périodes, on constate plutôt une diminution de la pluviométrie ce qui semble cohérent avec l'évolution du risque en période de récolte du maïs. Mais cela semble contradictoire avec l'augmentation du risque en période de protection 1 du blé tendre où l'on s'attend à voir le risque diminuer puisqu'il pleut moins. Un autre facteur climatique serait donc à rechercher pour expliquer cette différence de comportement.

CONCLUSION

Rappel des objectifs

Les objectifs de ce travail de thèse étaient de bâtir une méthodologie de spatialisation de modèles de fonctionnements hydromécaniques des sols à l'échelle du territoire national et de l'appliquer à la prévision des risques de tassement des sols français. Le tassement auquel nous nous sommes intéressés concerne la diminution du volume apparent du sol lors du passage des engins agricoles. Le tassement constitue une menace pour les sols du fait de l'altération des fonctions des sols qu'il peut engendrer : diminution du rendement des cultures, augmentation du ruissellement et de l'érosion, augmentation des émissions de gaz à effet de serre, diminution de la biodiversité.

L'intensité du tassement dépend de la charge appliquée à la surface du sol et de la déformabilité du sol au moment de l'application de la charge. Elle dépend donc de la nature des équipements, liée au système de culture, et des propriétés mécaniques des sols, liées principalement à la nature du sol et à son état hydrique au moment du passage des engins. L'état hydrique du sol dépend lui-même du type de sol (propriétés hydrodynamiques) et du climat au moment des interventions culturales, donc du type de culture. Nous avons cherché à tenir compte de l'ensemble de ces facteurs de variation pour établir une cartographie des risques de tassement.

Choix de la méthode de spatialisation des risques de tassement des sols

Nous nous sommes inspirés des travaux d'Arvidsson *et al.* (2003) pour lesquels les risques de tassement étaient évalués en termes de fréquence d'apparition d'un état hydrique du sol jugé comme favorable au tassement, au cours de plusieurs années culturales. L'état hydrique du sol est calculé au cours de l'année, donc à chaque intervention culturale, grâce à un modèle hydrique.

Pour juger du niveau de tassement d'un sol, nous avons proposé de calculer l'indice des vides structuraux. Des travaux antérieurs avaient montré qu'un indice des vides structuraux inférieur à 0,15 sur une couche de 5 à 15 cm d'épaisseur altérerait le fonctionnement d'un sol cultivé en blé ou en maïs. Nous avons alors proposé d'utiliser un modèle de prévision du tassement des sols pour calculer, pour chaque type de sol, les couples *contrainte appliquée à la surface du sol/teneur en eau du sol* qui aboutissent à un indice des vides structuraux de 0,15 ; ces teneurs en eau sont dites "critiques".

La spatialisation des risques de tassement se base sur la répartition des sols de la Base de Données Géographique de Sols Français (BDGSF) à l'échelle du 1/1 000 000^{ème} qui contient 900 Unités Typologiques de Sol décrites par leur texture (cinq classes texturales : grossière, moyenne, moyenne

fine, fine et très fine), leur profondeur, les profondeurs de changement de texture, leur état chimique, etc.

Deux modèles ont été utilisés dans le cadre de ce travail :

- le modèle STICS (Brisson *et al.*, 1998) pour le calcul des teneurs en eau journalières en fonction des conditions climatiques, de la culture et des propriétés hydriques des sols ;
- le modèle COMPSOIL (O' Sullivan *et al.*, 1999), pour le calcul des teneurs en eau critiques en fonction des équipements utilisés et des propriétés mécaniques des sols.

La lourdeur des traitements informatiques à réaliser nous a conduit à considérer deux cultures : le blé tendre d'hiver et le maïs, et trois types d'interventions culturales : la préparation du lit de semences et le semis, les apports d'engrais azotés et la récolte. Sans être exhaustif, cela nous a permis de représenter une large gamme de conditions de tassement des sols.

Le paramétrage des modèles STICS et COMPSOIL à l'échelle de la France

La conduite d'un tel travail suppose de disposer des moyens d'estimer les paramètres des deux modèles STICS et COMPSOIL pour les 900 UTS françaises.

Pour COMPSOIL, nous disposions d'une vingtaine d'horizons de sols représentatifs des cinq classes texturales pour lesquels des travaux antérieurs avaient permis de déterminer les propriétés mécaniques. Ce sont ces valeurs de paramètres mécaniques que nous avons utilisées pour calculer les teneurs en eau critiques de chaque sol représenté comme une succession d'horizons de texture connue.

Pour STICS, nous disposions d'un paramétrage existant qui était, d'une part incomplet (cf. l'estimation de la profondeur maximale d'évaporation par exemple), d'autre part basé sur des méthodologies de nature hétérogène. Nous avons donc proposé une méthodologie d'estimation de l'ensemble des paramètres hydriques du modèle STICS qui est basée sur l'utilisation du modèle HYDRUS-1D pour des sols nus paramétrés à partir des classes de pédotransfert de Wösten *et al.* (1999). Réduisant la variabilité des 900 UTS à une quarantaine d'unités de sol représentatives, nous avons tout d'abord calculé l'évolution de la teneur en eau du sol à l'aide d'HYDRUS-1D pour un climat représentatif. Puis, utilisant ces valeurs de teneur en eau calculées comme des valeurs dites "mesurées", nous avons, par calcul direct et par inversion, identifié l'ensemble des paramètres hydriques de STICS : humidité à la capacité au champ et infiltrabilité de chaque couche, profondeur maximale d'évaporation et contribution relative de chaque couche du sol à l'évaporation totale. Malgré des formalismes différents entre les deux modèles (de type physique pour HYDRUS, à réservoir pour STICS), nous sommes parvenus à des paramètres assez bien déterminés et rendant bien compte des valeurs "mesurées".

Cartographie des risques de tassement des sols français

Quelles sont les situations les plus sensibles au tassement ?

Nos résultats montrent que les risques de tassement résultent de l'interaction des trois facteurs : type de sol, conditions climatiques et niveau de la contrainte appliquée à la surface du sol. Il n'y a pas un facteur qui prime sur les autres. Par exemple, les effets du climat sont clairement visibles sur les cartes au niveau des discontinuités rectilignes de même forme que les polygones de Thiessen. Par contre, lors des semis du blé et de la récolte du maïs qui ont lieu à la même époque de l'année mais avec des engins qui engendrent une contrainte différente (40 kPa pour le semis du blé, 140 kPa pour la récolte du maïs), les niveaux de risque sont totalement différents. De même, les effets de la texture sont clairement visibles au niveau des discontinuités curvilignes de même forme que les unités de sol. Ils dépendent cependant de la combinaison climat/contrainte. Par exemple, les sols de texture grossière sont sensibles au tassement uniquement si la contrainte appliquée au sol est de 140 kPa et que la pluviométrie est élevée. C'est le cas de la récolte du maïs dans les Landes, en Sologne, dans une partie de la Lorraine et dans l'Est de l'Auvergne. Dans l'ensemble, il apparaît que tous les sols ont une sensibilité au tassement qui croît avec la contrainte et la pluviométrie. Cependant, les sols de texture très fine sont systématiquement sensibles au tassement.

Les prévisions des risques de tassement en fonction des scénarios climatiques A2 et B2 montrent que la superficie des zones à risque augmente pour la culture du blé tendre d'hiver, alors qu'elle diminue pour la culture du maïs. Dans tous les cas, quels que soient les scénarios climatiques (actuel et futurs) et le type de culture (blé ou maïs), la surface concernée par une fréquence d'apparition du risque supérieure à 50 % oscille toujours entre 40 et 50 % de la surface totale de la France.

Quelle est l'incertitude autour de ces prévisions ?

Afin d'essayer d'évaluer les incertitudes autour de notre délimitation des zones les plus sensibles au tassement, nous avons conduit une série d'analyses, dans le cas de la récolte du maïs, de l'effet de choix successifs que nous avons été amenés à faire pour réaliser ce travail :

- modalités de calcul des teneurs en eau critiques : prise en compte ou non des contraintes de cisaillement pour l'estimation des paramètres mécaniques des sols, choix d'une épaisseur avec un indice des vides structuraux de 0,15 de 5 ou 15 cm, choix d'un indice des vides structuraux d'un sol tassé de 0,10, 0,15 ou 0,20, approximation des teneurs en eau critiques par les teneurs en eau à la capacité au champ ;

- modalités de jugement d'une situation culturale à risque : nombre de jours par période durant laquelle la teneur en eau excède la teneur en eau critique, fréquence d'années qui, sur 30 ans de simulations, présentent des périodes à risque.

Il apparaît que la cartographie des risques de tassement est très sensible aux différentes modalités étudiées et que les variations induites par chacune d'elles sont du même ordre de grandeur. Les modalités liées au comportement mécanique des sols apparaissent comme ayant le plus d'impact. Il est donc primordial de poursuivre les travaux visant à une meilleure connaissance des propriétés mécaniques des sols français.

Perspectives

Ce travail de thèse sur la prévision des risques de tassement a été conduit pour deux cultures : le blé tendre d'hiver et le maïs. Il serait tout d'abord intéressant de le généraliser aux autres cultures présentes sur le territoire français (betterave sucrière, colza, pomme de terre, ...) et à des systèmes de culture sans labour, qui peuvent fortement modifier les propriétés mécaniques des sols. Il faudrait appliquer une même méthodologie aux sols forestiers pour lesquels le problème du tassement devient de plus en plus préoccupant. Ensuite, c'est un travail de validation qui serait à conduire, à deux niveaux :

- la validation du nouveau paramétrage hydrique des sols que nous avons proposé. Pour cela, il nous faut disposer d'un grand nombre de suivis hydriques. M. Valé (Valé, 2006) a étudié dans sa thèse environ 70 sols en France pour lesquels un suivi hydrique plus ou moins fin a été réalisé. Il y a là un jeu de données tout à fait intéressant pour tester notre paramétrage.

- la validation des cartes des risques de tassement des sols. Ce travail est en projet au sein des deux Unités Science du Sol et Infosol de l'INRA d'Orléans à partir des données de masse volumique du Réseau de Mesure de la Qualité des Sols (RMQS) qui regroupe environ 2000 sites échantillonnés en France. Une spatialisation de la variation de la masse volumique des horizons sous-jacents à la couche labourée permettrait de visualiser les zones de plus fortes masses volumiques par type de sol. Ces zones devraient en théorie correspondre aux zones les plus sensibles au tassement que nous avons identifiées. Il reste cependant à mieux tenir compte de l'évolution des sols tassés en fonction des systèmes de culture (fréquence du labour) et des capacités de régénération naturelle des sols (liée au climat et à l'activité biologique).

Enfin, un tel travail serait à prolonger en intégrant les conséquences économiques des tassements en s'appuyant sur les récents travaux de Rotz et al. (2008) et de Baranger et al. (2009). Cela pourrait permettre de proposer des éléments de politiques publiques permettant de favoriser une bonne utilisation des sols agricoles.

REFERENCES

- AFNOR (2005).** Soil quality-Vocabulary. Document technique. ISO / 11074.
- Abu-Hamdeh, N. H. et Reeder, R. C. (2000).** Soil thermal conductivity: effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64 : 1285-1290.
- Ahuja, L. R., Cassel, D. K., Bruce, R. R. et Barnes, B. B. (1989).** Evaluation of spatial distribution of hydraulic conductivity using effective porosity data. *Soil Science*. 148 : 404-411.
- Al Majou, H., Bruand, A., Duval, O., Le Bas, C. et 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 : 383-391.
- Alakukku, L. (1996).** Persistence of soil compaction due to high axle load traffic. I. Short-term effects on the properties of clay and organic soils. *Soil & Tillage Research*. 37 : 211-222.
- Alexandrou, A. et Earl, R. (1998).** The relationship among the pre-compaction stress, volumetric water content and initial dry bulk density of soil. *Journal of Agricultural Engineering Research*. 71 : 75-80.
- Arvidsson, J. (1998).** Influence of soil texture and organic matter content on bulk density, air content, compression index and crop yield in field and laboratory compression experiments. *Soil & Tillage Research*. 49 : 159-170.
- Arvidsson, J., Sjöberg, E. et van den Akker, J. J. H. (2003).** Subsoil compaction by heavy sugarbeet harvesters in southern Sweden, III. Risk assessment using a soil water model. *Soil & Tillage Research*. 73 : 77-87.
- Assouline, S., Tavares-Filho, J. et Tessier, D. (1997).** Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties: experimental results and modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61 : 389-398.
- Ball, B. C., Scott, A. et Parker, J. P. (1999).** Field N₂O, CO₂ and CH₄ fluxes in relation to tillage, compaction and soil quality in Scotland. *Soil & Tillage Research*. 53 : 29-39.
- Baranger, E., Jayet, P. A., Roger-Estrade, J. et Richard, G. (soumis).** Coupling biophysical and micro-economic models to assess the consequences of soil degradation due to compaction. *Agricultural Systems*. X : X-X.
- Boizard, H., Lheureux, S., Léonard, J., Cousin, I., Roger-Estrade, J. et al., (2007).** Evolution de la structure d'un sol limoneux en fonction des systèmes de culture: caractérisation et analyse de l'intensité de sa fissuration. In *Journées nationales de l'Etude des Sols*. Angers.
- Botta, G. F., Rivero, D., Tourn, M., Melcon, B. F., Pozzolo, O. et al., (2008).** Soil compaction produced by tractor with radial and cross-ply tyres in two tillage regimes. *Soil & Tillage Research*. 101 : 44-51.
- Boussinesq, J. (1885)** Application des potentiels à l'étude de l'équilibre et du mouvement des solides élastiques. Gauthier-Villars, Paris, France.
- Brisson, N. et Mary, B. (2002).** STICS - Notice concepts et formalismes. *STICS 5.0.* : 97p.

- Brisson, N. et Perrier, A. (1991).** A Semiempirical Model of Bare Soil Evaporation for Crop Simulation Models. *Water Resources Research*. 27 : 719-727.
- Brisson, N., Mary, B., Ripoche, D., Jeuffroy, M. H., Ruget, F. et al., (1998).** STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie*. 18 : 311-346.
- Bruand, A. et Cousin, I. (1995).** Variation of textural porosity of a clay-loam soil during compaction. *European Journal of Soil Science*. 46 : 377-385.
- Bruand, A. et Tessier, D. (1996).** Structure et porosité du sol. *Encyclopédie des Techniques Agricoles*. 3 : 1140-1164.
- Bruand, A., Duval, O. et 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. *Etude et Gestion des Sols*. 11 : 323-332.
- Busscher, W. J. et Bauer, P. J. (2003).** Soil strength, cotton root growth and lint yield in a southeastern USA coastal loamy sand. *Soil & Tillage Research*. 74 : 151-159.
- CEC (1985).** Soil map of the Commission of the European Communities 1:1 000 000. Rapport. CEC-DGVI.
- Canarache, A., Horn, R. et Colibas, I. (2000).** Compressibility of soils in a long term field experiment with intensive deep ripping in Romania. *Soil & Tillage Research*. 56 : 185-196.
- Cousin, I., Le Lay, C. et Bruand, A. (1994).** Évolution de la porosité et formation de pores structuraux reliques dans un sol argilo-limoneux soumis à un compactage. *C R Acad Sci Ser II* 319, 797-804. *C R Acad Sci Ser II*. 319 : 797-804.
- Cousin, I., Lefebvre, M. P., Giot, G., Duval, O., Bruand, A. et al., (soumis).** Influence of compaction on soil water properties. Part 1: An analysis from laboratory experimental data. *Vadose Zone Journal*. X : X-X.
- Commission des Communautés Européennes 2006/0086 (2006).** Directive du parlement européen et du conseil définissant un cadre pour la protection des sols et modifiant la directive 2004/35/CE. . Bruxelles.
- Cui, K. (2008).** Vers une approche hydro-mécanique du comportement des sols cultivés : expérimentations et simulations. Thèse. Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (Agro Paris Tech).
- Cui, K., Défossez, P. et Richard, G. (2007).** A new approach for modelling vertical stress distribution at the soil/tyre interface to predict the compaction of cultivated soils by using the PLAXIS code. *Soil & Tillage Research*. 95 : 277-287.
- Daddow, R. L. et Warrington, G. E. (1983).** Growth-limiting soil bulk densities as influenced by soil texture. Rapport. Watershed Systems Development Group (WSDG).
- Daroussin, J. et King, D. (1997).** A pedotransfer rules database to interpret the soil geographical database of Europe for environmental purposes. In: The use of pedotransfer in soil hydrology

- research in Europe. 10-12 october 1996, Orléans, France, INRA Orléans. Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning'.
- Défossez, P. et Richard, G. (2002).** Models of soil compaction due to traffic and their evaluation. *Soil & Tillage Research*. 67 : 41-64.
- Défossez, P., Richard, G., Boizard, H. et O'Sullivan, M. F. (2003).** Modeling change in soil compaction due to agricultural traffic as function of soil water content. *Geoderma*. 116 : 89-105.
- Déqué, M., Marquet, R. G. et Jones, R. G. (1998).** Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Climate Dynamics*. 14 : 173-189.
- De Neve, S. et Hofman, G. (2000).** Influence of soil compaction on carbon and nitrogen mineralization of soil organic matter and crop residues. *Biology of Fertil Soils*. 30 : 544-549.
- Dexter, A. R. (1988).** Advances in characterization of soil structure . *Soil & Tillage Research*. 11 : 199-238.
- Dexter, A. R. (2004).** Soil physical quality, Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*. 120 : 201-214.
- Diserens, E. (2002).** Détermination de la surface de l’empreinte des pneumatiques au champ à l’aide d’un modèle de calcul. *Swiss Federal Research Station-FAT-Berichte*. 582 : 12p.
- Donet, I., Le Bas, C., Ruget, F. et Rabaud, V. (2001).** Information et suivi objectif des prairies (ISOP). Guide d'utilisation. Agreste-Chiffres et données agriculture n°134. SCEES - Ministère de l'agriculture et de la pêche: 55.
- Droogers, P., Fermont, A. et Bouma, J. (1996).** Effects of ecological soil management on workability and trafficability of a loamy soil in the Netherlands. *Geoderma*. 73 : 131-145.
- DVWK (1995).** Gefügestabilität ackerbaulich genutzter Mineralböden. Teil I: Mechanische Belastbarkeit. Gas und Wasser. *Wirtschafts-und Verl.-Ges.* 234 : 18p.
- Fiès, J. C. et Zimmer, D. (1982).** Etude expérimentale des modifications de l’assemblage textural d’un matériau sablo-argileux sous l’effet de pressions. *Bulletin du groupe français d’humidimétrie neutronique*. 12 : 39–54.
- Fröhlich, O. K. (1934).** Druckverteilung im Baugrunde. (Distribution des contraintes dans les sols sous fondation). Springer. Wien, Austria, 178p.
- Gaultney, L., Krutz, G. W., Steinhardt, G. C. et Liljedahl, J. B. (1982).** Effects of subsoil compaction on corn yields. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 24:575 : 563–569.
- Gibelin, A. L. et Déqué, M. (2001 a).** Un scénario à l’échelle de l'Europe pour le climat de la fin du XXème siècle. Rapport. Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe de Météorologie à Grande Echelle et Climat.

- Gibelin, A. L. et Déqué, M. (2001 b).** Simulated anthropogenic climate change over the mediterranean area : the role of horizontal resolution in the model response. Rapport. Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe de Météorologie à Grande Echelle et Climat.
- Gibelin, A. L. et Déqué, M. (2003).** Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*. 20 : 327-339.
- Godard, C. (2005).** Modélisation de la réponse à l'azote du rendement des grandes cultures et intégration dans un modèle économique d'offre agricole à l'échelle européenne. Application à l'évaluation des impacts du changement climatique. Thèse. Institut National Agronomique Paris-Grignon.
- Godin, T. (2000).** Évaluation des contraintes engendrées par les engins dans les systèmes de grande culture, viticoles et forestiers français. Rapport de stage. Esitpa.
- Gras, R. (1988)** Physique du sol pour l'aménagement. Masson, Paris.
- Grecenko, A. (1995).** Tyre footprint area on hard ground computed from catalogue value. *Journal of Terramechanics*. 32 : 325-333.
- Håkansson, I. et Lipiec, J. (2000).** A review of the usefulness of relative bulk density values in studies of soil structure and compaction. *Soil & Tillage Research*. 53 : 71-85.
- Håkansson, I. et Reeder, R. C. (1994).** Subsoil compaction by vehicles with high axle load extent, persistence and crop response. *Soil & Tillage Research*. 29 : 277-304.
- Hamza, M. A. et Anderson, W. K. (2008).** Combinations of ripping depth and tine spacing for compacted sandy and clayey soils. *Soil & Tillage Research*. 99 : 213-220.
- Heuer, H., Tomanova, O., Koch, H. et Mäländer, B. (2008).** Subsoil properties and cereal growth as affected by a single pass of heavy machinery and two tillage systems on a Luvisol. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 171 : 580-590.
- Horn, R. et Fleige, H. (2003).** A method for assessing the impact of load on mechanical stability and on physical properties of soils. *Soil & Tillage Research*. 73 : 89-99.
- Horn, R., Fleige, H., Richter, F., Czyż, E. A., Dexter, A. R. et al., (2005).** SIDASS project, Part 5: Prediction of mechanical strength of arable soils and its effects on physical properties at various map scales. *Soil & Tillage Research*. 82 : 47-56.
- Houskova, B. (2004).** Soil compaction as a driving force for changes in soil functions. 2nd European Summer School of Soil Survey, 12-16 juin 2004
- Imhoff, S., da Silva, A. P. et Fallow, D. (2004).** Susceptibility to Compaction, Load Support Capacity, and Soil Compressibility of Hapludox. *Soil Science Society of America Journal*. 68 : 17-24.
- Jamagne, M. (1967).** Bases et techniques d'une cartographie des sols. Annales Agronomiques 18. Institut National de la Recherche Agronomique. Paris.
- Jamagne, M., Hardy, R., King, D. et Bornand, M. (1995).** La base de données géographique des sols de France. *Etude et Gestion des Sols*. 2 : 153-172.

- Jansson (1991).** Simulation model for soil water and heat conditions. Description of the SOIL model. Rapport. Swedish University of Agricultural Sciences, Department of Soil Sciences, Division of Agricultural Hydraulics, Uppsala.
- Johnson, C. E. et Burt, E. C. (1990).** A method of predicting soil stress state under tires. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 33 : 713-717.
- Jones, C. A. et Kiniry, J. R. (1986).** CERES-Maize: a simulation model of maize growth and development. . Texas A & M University Press, College Station.
- Jones, R. J. A., Spoor, G. et Thomasson, A. J. (2003).** Vulnerability of subsoils in Europe to compaction: a preliminary analysis. *Soil & Tillage Research*. 73 : 131-143.
- Keller, T. (2005).** A model to predict the contact area and the distribution of vertical stress below agricultural tyres from readily-available tyre parameters. *Biosystems engineering*. 92 : 85-96.
- Keller, T., Défossez, P., Weisskopf, P., Arvidsson, J. et Richard, G. (2007).** SoilFlex: A model for prediction of soil stresses and soil compaction due to agricultural field traffic including a synthesis of analytical approaches. *Soil & Tillage Research*. 93 : 391-411.
- King, D., Burrill, A., Daroussin, J., Le Bas, C., Tavernier, R. et al., (1995).** The EU Soil Geographic Database. . In: King D, Jones RJA, Thomasson AJ, editors. European Land Information Systems for Agro-environmental Monitoring. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp. 43-60. .
- Kirby, J. M., Blunden, B. G. et Trein, C. R. (1997).** Simulating soil deformation using a critical-state model-II: soil compaction beneath tyres and tracks. *European Journal of Soil Science*. 48 : 59-70.
- Komandi, G. (1990).** Establishment of soil-mechanical parameters which determine traction on deforming soil. *Journal of Terramechanics*. 27 : 115-124.
- Lal, R. (2002)** Encyclopedia of soil science. Lal, Rattan.
- Larson, W. E. et Gupta, S. C. (1980).** Estimating critical stress in unsaturated soils from changes in pore water pressure during confined compression. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 : 1127-1132.
- Le Bas, C. et Daroussin, J. (1997).** A tool for estimating soil water available for plants using the 1:1 000 000 scale Soil Geographical Data Base of Europe Journal 3-4. 3/4. ITC Journal.
- Le Bas, C., King, D., Daroussin, J. et Arrouays, D. (2005).** Estimation des paramètres sols pour STICS à partir d'une base de données spatialisée sur les sols à petite échelle. Séminaire STICS. Carry-le-Rouet, 17-18 mars 2005. INRA Département Environnement et Agronomie
- Lebert, M. et Horn, R. (1991).** A methode to predict the mechanical strength of agricultural soils. *Soil & Tillage Research*. 19 : 275-286.
- Lebert, M., Burger, N. et Horn, R. (1989).** Effects of dynamic and static loading on compaction of structured soils. In : Larson W.E., Blake G.R., Allmaras R.R., Voorhees W.B., Gupta S. (Eds.), Mechanics and related processes in structured agricultural soils. NATO ASI Series E, Applied science

- Lefebvre, M. P., Richard, G. et Cousin, I. (soumis).** The influence of compaction on soil hydraulic properties. Part 2: Evaluation of pedotransfer functions to predict the effect of bulk density. *Vadose Zone Journal*. X : X-X.
- Leij, F. J., Alves, W. J., van Genuchten, M. T. et Williams, J. R. (1996).** Unsaturated Soil Hydraulic Database. UNSODA 1.0. User's Manual. Report EPA/600/R-96/095. US Environmental Protection Agency, Ada, OK.
- Lin, H. S., McInnes, K. J., Wilding, L. P. et Hallmark, C. T. (1996).** Effective porosity and flow rate with infiltration at low tensions into a well-structured subsoil. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 39 : 131-133.
- Lindstrom, W. B., Voorhees, W. B. et Randall, G. W. (1981).** Long-term tillage effects on interrow runoff and infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 : 945-948.
- Lipiec, J. et Hatano, R. (2003).** Quantification of compaction effects on soil physical properties and crop growth. *Geoderma*. 116 : 107-136.
- Luxmoore, R. J. (1981).** Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Soil Science Society of America Journal*. 45 : 671-672.
- Mari, G. R. et Changying, J. (2007).** Assessing of soil compaction using some soil properties caused by agricultural machinery traffic. *World Journal of Agricultural Sciences*. 3 : 582-586.
- Mary, B., Beaudoin, N., Justes, E. et Machet, J. M. (1999).** Calculation of nitrogen mineralization and leaching in fallow soil using a simple dynamic model. *European Journal of Soil Science*. 50 : 549-566.
- Mc Kyes, E. (1985)** Soil cutting and tillage. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Medvedev, V. V. et Cybulko, W. G. (1995).** Soil criteria for assessing the maximum permissible ground pressure of agricultural vehicles on Chernozem soils. *Soil & Tillage Research*. 36 : 153-164.
- Monnier, G., Fiès, J. C. et Stengel, P. (1973).** Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux: application à l'analyse de la porosité du sol. *Annales Agronomiques*. 24 : 533-545.
- Morvan, X. et Le Bas, C. (2006).** Détermination de profils types de sol par régions de culture. Rapport. INRA Infosol Orléans.
- Mosaddeghi, M. R., Hemmat, A., Hajabbasi, M. A. et Alexandrou, A. (2003).** Pre-compression stress and its relation with the physical and mechanical properties of a structurally unstable soil in central Iran. *Soil & Tillage Research*. 70 : 53-64.
- Munkholm, L. J., Schjønning, P. et Kay, B. D. (2002).** Tensile strength of soil cores in relation to aggregate strength, soil fragmentation and pore characteristics. *Soil & Tillage Research*. 64 : 125-135.
- Nelder, J. A. et Mead, R. (1965).** A simplex method for function minimization. *Computer Journal*. 7 : 308-313.

- O'Sullivan, M. F., Henshall, J. K. et Dickson, J. W. (1999).** A simplified method for estimating soil compaction. *Soil & Tillage Research*. 49 : 325-335.
- Ouellet, G., Lapen, D. R., Topp, E., Sawada, M. et Edwards, M. (2008).** A heuristic model to predict earthworm biomass in agroecosystems based on selected management and soil properties. *Applied Soil Ecology*. 39 : 35-45.
- PLAXIS (Version 7) (1998).** Finite element code for soil and rock analysis. Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Pereira, J. O., Défossez, P. et Richard, G. (2007).** Soil susceptibility to compaction by wheeling as a function of some properties of a silty soil as affected by the tillage system. *European Journal of Soil Science*. 58 : 34-44.
- Petelkau, H., Gatke, C. R., Dannowski, M., Seidel, K. et Augustin, J. (1988)** Bodenphysikalische Grundlagen für die Steuerung der Grundbodenbearbeitung. (Soil physical fundamentals of primary tillage control). Tag.-Ber. Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit und der Erträge durch wissenschaftlichen Fortschritt, Forschungszentrum für Bodenfruchtbarkeit, Müncheberg.
- Pollard, F. et Elliott, J. G. (1978).** The effect of soil compaction and method of fertiliser placement on the growth of barley using a concrete track technique. *Journal of Agricultural Engineering Research*. 23 : 203-216.
- Pulley, R. A. (2007).** A method to combine climate, soil and tractive modeling techniques to predict agricultural field-days and optimize tractor selection. Thèse. University of Minnesota.
- Quiroga, A. R., Buschiazza, D. E. et Peinemann, N. (1999).** Soil compaction is related to management practices in the semi-arid Argentine pampas. *Soil Tillage Res.* 52 : 21-28.
- Rawls, W. J. et Brakensiek, D. L. (1989).** Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: Morel-Seytoux, H.J. Ed., *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling. Theory and Practice*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishing. 275-300.
- Remy, J. C. et Mathieu, C. (1972).** Sur la technique du sous-solage en sol de limon. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Sol*. 3 : 145-156.
- Renger, M. (1970).** Über den Einfluss der Dränung auf das Gefüge und die Wasserdurchlässigkeit bindiger Böden. *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlich Gesellschaft*. 11 : 23-28.
- Richard, G. et al. (2008).** Projet DST : Dégradation physique des sols agricoles et forestiers liée au tassement. INRA, Unité Science du Sol d'Orléans.
- Richard, G., Brisson, N., Lebonvallet, S., Ripoche, D., Boizard, H. et al.** Elements de description de la structure du sol introduits dans STICS. In *Séminaire STICS, 20-22 mars*. Reims. 2007.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J. F., Bruand, A. et Guérif, J. (2001).** Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*. 52 : 49-58.

- Rotz, A., Corson, M. S., Chianese, D. S. et Coiner, C. U. (2008).** The integrated farm system. Reference manual version 3.0. Pasture Systems and Water shed Management Research Unit-Agricultural Research Service-United States Department of Agriculture.
- Rücknagel, J., Hofmann, B., Paul, R., Christen, O. et Hülsbergen, K. J. (2007).** Estimating precompression stress of structured soils on the basis of aggregate density and dry bulk density. *Soil & Tillage Research*. 92 : 213-220.
- Saffih-Hdadi, K., Défossez, P., Richard, G., Cui, Y. J., Tang, A. M. et al., (2009).** A method to predict the soil susceptibility to compaction of surface layers as function of water content and bulk density. *Soil & Tillage Research*. 105 : 96-103.
- Schäffer, B., Stauber, M., Müller, R. et Schulin, R. (2007).** Changes in the macro-pore structure of restored soil caused by compaction beneath heavy agricultural machinery: a morphometric study. *European Journal of Soil Science*. 58 : 1062-1073.
- Sebillotte, M. (1990)** Les processus de décision des agriculteurs : acquis et questions vives, dans J. Brossier, B. Vissac et J-L Le Moigne (dir.), Modélisation systématique et système agraire. Décision et organisation. Paris.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T. et Šejna, M. (2005).** The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Department of environmental sciences. University of California, Riverside.
- Smith, C. W., Johnston, M. A. et Lorentz, S. (1997).** Assessing the compaction susceptibility of South African forestry soils. II. Soil properties affecting compactibility and compressibility. *Soil & Tillage Research*. 43 : 335-354.
- Soane, B. D. (1990).** The role of organic matter in soil compactibility: A review of some practical aspects. *Soil & Tillage Research*. 16 : 179-201.
- Soane, B. D. et van Ouwerkerk, C. (1994)** Soil compaction in crop production. Developments in agricultural engineering 11, Amsterdam.
- Soane, B. D. et van Ouwerkerk, C. (1995).** Implications of soil compaction in crop production for the quality of the environment. *Soil & Tillage Research*. 35 : 5-22.
- Soane, B. D., Blackwell, P. S., Dickson, J. W. et Painter, D. J. (1982).** Compaction by agricultural vehicles: a review. III. Incidence and control of compaction in crop production. *Soil & Tillage Research*. 2 : 3-36.
- Stengel, P. (1979).** Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Annales Agronomiques*. 30 : 27-49.
- Stenitzer, E. et Murer, E. (2003).** Impact of soil compaction upon soil water balance and maize yield estimated by the SIMWASER model. *Soil & Tillage Research*. 73 : 43-56.
- Söhne, W. (1953).** Druckverteilung im boden und bodenverformung unter schlepperreifen. (Distribution des contraintes et des déformations du sol sous la roue d'un engin agricole). *Grundlagen Landtechnik*. 5 : 373-400.

- Strudley, M. W., Green, T. et Ascough, J. C. (2008).** Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil & Tillage Research*. 99 : 4-48.
- Tamari, S. (1992).** Relations entre l'espace poral du sol et ses propriétés hydrodynamiques. Etude sur des massifs d'agrégats à texture limoneuse. Thèse. Institut National Agronomique.
- Tekeste, M., Habtzghi, D. et Stroosnijder, L. (2007).** Soil strength assessment using threshold probability approach on soils from three agro-ecological zones in Eritrea. *Biosystems engineering*. 98 : 470-478.
- Tobias, S. et Tietje, O. (2007).** Modelling experts' judgments on soil compaction to derive decision rules for soil protection—A case study from Switzerland. *Soil & Tillage Research*. 92 : 129-143.
- Trautner, A. et Arvidsson, J. (2003).** Subsoil compaction caused by machinery traffic on a Swedish Eutric Cambisol at different soil water contents. *Soil & Tillage Research*. 73 : 107-118.
- Upadhyaya, S. K. et Wulfschlag, D. (1990).** Relationship between tire deflection characteristics and 2-D tire contact area. *Transaction of the ASAE*. 33 : 25-30.
- USDA-NRCS (2007b).** USDA soil texture calculator. . Washington, D.C. : USDA-NRCS. Available at: soils.usda.gov/technical/aids/investigations/USDA_Soil_Texture_Calculator.xls.
- Valé, M. (2006).** Quantification et prédiction de la minéralisation nette de l'azote du sol in situ, sous divers pédoclimats et systèmes de culture français. Thèse. École doctorale SEVAB (Sciences Ecologiques, Vétérinaires, Agronomiques et Bioingénieries).
- Van Genuchten, M. T. (1980).** A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 : 892-898.
- Van Ranst, E., Thomasson, A. J., Daroussin, J., Hollis, J. M., Jones, R. J. A. et al., (1995).** Elaboration of an extended knowledge database to interpret the 1:1 000 000 EU Soil Map for environmental purposes. In: King, D.; Jones, R.J.A, Thomasson, A.J. (Eds.), *European Land Information Systems for Agro-environmental Monitoring*, EUR 16232 EN. Office for Official Publications of the European, Luxembourg : pp. 71–84.
- Van den Akker, J. J. H. (2004).** SOCOMO: a soil compaction model to calculate soil stresses and the subsoil carrying capacity. *Soil & Tillage Research*. 79 : 113-1217.
- Voorhees, W. B. (1991).** Compaction effects on yield are they significant? *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 34 : 1667-1672.
- Voorhees, W. B. et Hendrick, J. G. (1977).** Compaction: Good and bad effects on energy needs. *Crops Soils Magazine*. 29 : 11-13.
- Watts, C. W. et Dexter, A. R. (1997).** The influence of organic matter in reducing the destabilization of soil by simulated tillage. *Soil & Tillage Research*. 42 : 253-275.
- Weisskopf, P. (2008).** Tassement du sol - Etat actuel en Suisse. Réunion plénière projet DST - 28 mai 2008. Confédération suisse.

- Williams, J. R., Jones, C. A. et Dyke, P. T. (1984).** A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 27 : 129-144.
- Wind, G. P. (1968).** Capillary conductivity data estimated by a simple method. Proceedings of the Wageningen symposium, Wageningen, the Netherlands. 19–23 June 1966
- Wösten, J. H. M., Lilly, A., Nemes, A. et Le Bas, C. (1999).** Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. 90 : 169-185.
- Xu, X., Nieber, J. L. et Gupta, S. C. (1992).** Compaction effect on the gas diffusion coefficient in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 1743-1750.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Les différentes origines de la porosité (Bruand et Tessier, 1996).	20
Figure 2 : Courbe de compression théorique d'un sol.	21
Figure 3 : Contraintes produites par une charge ponctuelle appliquée à la surface du sol sur un volume élémentaire de sol avec $r = \sqrt{r_z^2 + r_x^2}$ et $\cos \delta = r_z / r$ (d'après Gras, 1988).	24
Figure 4 : Effet du facteur de concentration proposé par Fröhlich (1934) sur la propagation des contraintes en profondeur (Défossez et Richard, 2002).	25
Figure 5 : effet du tassement sur la taille des racines et des épis de maïs (Houskova, 2004).	32
Figure 6 : Variation du rayon moyen des pores en fonction de la GLBD, à gauche. Lignes de même GLBD dans le triangle des textures, à droite (d'après Daddow et Warrington, 1983).	35
Figure 7 : Simulations avec le modèle STICS du rendement et de la dénitrification annuelle dans le cas des monocultures de blé et de maïs sur le sol de Mons (Picardie) pendant les années climatiques de 1970 à 1999 (Richard <i>et al.</i> , 2008).	36
Figure 8 : Carte de sensibilité des sols profonds (> 30 cm) européens au tassement (Jones <i>et al.</i> , 2003).	39
Figure 9 : Charge à la roue maximale en kN que les sols hollandais peuvent supporter (van den Akker, 2004).	40
Figure 10 : Carte de stabilité des sols européens à une succion de 60 hPa, pour une contrainte appliquée en surface de 60 kPa (à gauche) et 200 kPa (à droite) (Horn <i>et al.</i> , 2005).	41
Figure 11 : Le fonctionnement hydrique du modèle de culture STICS.	49
Figure 12 : Variation d'A _{clim} en fonction de la vitesse du vent et du rayonnement solaire dans le modèle STICS (Brisson et Perrier, 1991).	52
Figure 13 : Simulation d'HYDRUS-1D montrant le rôle de q ₀ dans le calcul de l'évaporation utilisé dans le modèle STICS. Phase 1 (< q ₀) : l'évaporation est potentielle. Phase 2 (> q ₀) : l'évaporation est réduite et dépend du climat et du type de sol au travers de l'équation 8.	52
Figure 14 : Effets de la variation de zesx sur la contribution du sol à l'évaporation c _{es} en fonction de la profondeur du sol.	53
Figure 15 : Passage d'une résolution ponctuelle à une résolution spatiale des simulations du modèle ARPEGE avec les polygones de Thiessen. ARPEGE simule les données météorologiques de 263 polygones en France.	58
Figure 16 : Climat de la station de Versailles mesuré en 2002.	60
Figure 17 : Carte des zones agricoles de grande culture caractérisées par un équipement homogène en France (Godin, 2000).	61
Figure 18 : Contraintes moyennes engendrées par les engins à la surface du sol (Richard <i>et al.</i> , 2008).	62
Figure 19 : Descriptif du contenu de la BDGSF (Morvan et Le Bas, 2006)	65
Figure 20 : Textures de surface dominantes des UCS de la Base de Données Géographique des Sols Français (BDGSF) au 1/1 000 000 ^{ème} .	67
Figure 21 : Fonctions de pédotransfert de q ₀ par classe texturale (N. Brisson).	75

Figure 22 : Variation des paramètres N et λ , déterminés par essais oedométriques, en fonction de la teneur en eau initiale (en haut) et de la masse volumique initiale (en bas) du sol de Mons.	81
Figure 23 : Récapitulatif des données utilisées dans chacune des étapes aboutissant à la spatialisation des risques de tassement des sols français.	83
Figure 24 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture grossière.	87
Figure 25 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne.	87
Figure 26 : Courbe de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne fine.	87
Figure 27 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture fine.	88
Figure 28 : Courbes de rétention en eau volumique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture très fine.	88
Figure 29 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture grossière.	88
Figure 30 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne.	89
Figure 31 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture moyenne fine.	89
Figure 32 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture fine.	89
Figure 33 : Courbes de conductivité hydraulique en surface (à gauche) et en profondeur (à droite) pour la texture très fine.	90
Figure 34 : Pluie et ETP mesurées à la station de Versailles en juillet et octobre 2002.	91
Figure 35 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture grossière pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002	92
Figure 36 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.	92
Figure 37 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.	93
Figure 38 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.	93
Figure 39 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture très fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en juillet 2002.	94

Figure 40 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture grossière pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.	94
Figure 41 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.	95
Figure 42 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture moyenne fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.	95
Figure 43 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.	96
Figure 44 : Simulations d'HYDRUS-1D sur un profil de sol de texture très fine pour différents paramétrages. Variation du potentiel matriciel (à gauche) et de la teneur en eau (à droite) en fonction du climat de Versailles en octobre 2002.	96
Figure 45 : Teneurs en eau observées (N = 51) et Simulées par HYDRUS-1D avec quatre paramétrages différents (<i>RETC</i> , <i>SOLHYDRO</i> , <i>HYPRES</i> et <i>UNSODA</i>) sur le sol de Mons pendant les années climatiques 1990-1991, 1991-1992 et 1993-1994.	99
Figure 46 : Exemples de regroupement des 96 SUTS en 37 SSUTS.	105
Figure 47 : Valeurs de q_0 en fonction de l'ETP moyenne par classe de texture.	113
Figure 48 : Valeurs de c_{fs} et z_{esx} estimées ajustés sur les simulations d'HYDRUS-1D. Les simulations d'HYDRUS-1D sont effectuées pour un sol de texture moyenne fine de 120 cm de profondeur. $ETP = 1 \text{ mm j}^{-1}$.	114
Figure 49 : Ajustement des paramètres c_{fs} et z_{esx} sur les simulations d'HYDRUS-1D par classe de texture. Les simulations d'HYDRUS-1D sont réalisées avec une pluie nulle et une ETP de 1 mm j^{-1} pendant dix jours pour des profils de sol de 120 cm de profondeur.	115
Figure 50 : Deux exemples de simulations de la teneur en eau du sol avec HYDRUS-1D sur des profils de sol de texture moyenne fine (à gauche) et fine (à droite). Les précipitations sont nulles et l'ETP = 5 mm j^{-1} .	116
Figure 51 : Teneurs en eau journalières à différentes profondeurs d'un profil de sol (SSUTS n°29) entre le 15 ^{ème} et le 20 ^{ème} jour de simulation d'HYDRUS-1D. Dans cet exemple, une pente de $2.10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ apparaît à une profondeur de 100 cm.	117
Figure 52 : Simulations du volume d'eau infiltré par HYDRUS-1D par classe de texture.	118
Figure 53 : Simulations d'HYDRUS-1D, pour la SSUTS n°37, paramétré avec les données du tableau 21 et les paramètres d'entrée Sol du tableau 31.	122
Figure 54 : Simulations d'HYDRUS-1D, pour la SSUTS n°11, paramétré avec les données du tableau 21 et les paramètres d'entrée Sol du tableau 31.	122
Figure 55 : Simulations d'HYDRUS-1D, pour la SSUTS n°9, paramétré avec les données du tableau 21 et les paramètres d'entrée Sol du tableau 31.	123

Figure 56 : Corrélation du paramètre q_0 estimé soit à partir d'HYDRUS-1D, soit par la fonction de pédotransfert de N. Brisson (figure 21).	124
Figure 57 : Corrélations du paramètre infil estimé soit par inversion de STICS, soit avec la fonction de pédotransfert de N. Brisson (Eq. [17]).	125
Figure 58 : Corrélations du paramètre HCCF estimé, soit par inversion de STICS, soit avec les classes de pédotransfert de Wösten <i>et al.</i> (1999).	126
Figure 59 : Corrélations du paramètre HCCF estimé, soit par inversion de STICS, soit avec les classes de pédotransfert d'Al Majou <i>et al.</i> (2008).	127
Figure 60 : Corrélation du paramètre HMINF, soit estimé avec les classes de pédotransfert de Wösten <i>et al.</i> (1999), soit avec celles d'Al Majou <i>et al.</i> (2008).	128
Figure 61 : Teneur en eau mesurée du sol de Mons et simulée par le modèle STICS paramétré avec les paramètres d'entrée de la SSUTS n°19, à gauche. Le climat associé est présenté à droite.	129
Figure 62 : Corrélation des estimations d'infil entre les différents horizons des 37 SSUTS.	131
Figure 63 : Corrélation des estimations d'HCCF par horizon des 37 SSUTS.	133
Figure 64 : Corrélation entre les estimations d'infil et de HCCF par horizon et par classes de texture des 37 SSUTS.	134
Figure 65 : Corrélation des estimations d'infil et de K_s des classes de pédotransfert de Wösten <i>et al.</i> (1999).	135
Figure 66 : Exemples d'attribution des propriétés hydrodynamiques d'une SSUTS à une UTS.	137
Figure 67 : Courbe de retrait du sol de surface de Mons réalisée sur des agrégats de 2-3 mm de diamètre (Inra de Laon). S = saturation, EA = point d'entrée d'air, LR = limite de retrait.	142
Figure 68 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol des Carrés (texture moyenne) en fonction de la teneur en eau. La partie de la courbe grisée correspond au prolongement de la droite de saturation en dehors des mesures réalisées sur les agrégats de sol.	144
Figure 69 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol de Mons (texture moyenne fine) en fonction de la teneur en eau.	144
Figure 70 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol d'Avignon (texture fine) en fonction de la teneur en eau. La partie de la courbe grisée correspond au prolongement de la droite de saturation en dehors des mesures réalisées sur les agrégats de sols.	144
Figure 71 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol de Fréville (texture très fine) en fonction de la teneur en eau.	145
Figure 72 : Masse volumique critique de l'horizon 0-30 cm du sol de Rivaulde (texture grossière) en fonction de la teneur en eau.	145
Figure 73 : Résultats des simulations COMPSOIL concernant les sols de texture moyenne fine soumis à une contrainte de 40 kPa. A gauche, $L_1 = 0 \%$, $L_2 = 26 \%$ et $L_3 = 26 \%$ pour une épaisseur tassée de 5 cm minimum. A droite, $L_1 = 26 \%$, $L_2 = 27 \%$ et $L_3 = 26 \%$ pour une épaisseur tassée de 15 cm minimum.	148
Figure 74 : Résultats des simulations COMPSOIL concernant le sol de texture moyenne fine soumis à une contrainte de 140 kPa. A gauche, $L_1 = 0 \%$, $L_2 = 23 \%$ et $L_3 = 23 \%$ pour une épaisseur tassée de	

5 cm minimum. A droite, L1 = 23 %, L2 = 24 % et L3 = 23 % pour une épaisseur tassée de 15 cm minimum.	148
Figure 75 : Schéma descriptif de la construction des UCSI, des UTSI et de la fréquence d'apparition d'un excès d'eau représentée par UCSI (d'après C. Le Bas).	157
Figure 76 : Méthode de cartographie des risques de tassement des sols de France.	163
Figure 77 : Carte du pourcentage des surfaces cantonales (haut) et des surfaces agricoles utiles par canton (bas) cultivées en blé tendre ou en maïs en 2000.	166
Figure 78 : Carte du pourcentage des surfaces cultivées en blé tendre ou en maïs par rapport à la SAU cantonale des régions agronomiques de la figure 17, en 2000.	167
Figure 79 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la préparation/semis du blé tendre d'hiver (5 au 25 octobre), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	168
Figure 80 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°1 du blé tendre d'hiver (1 ^{er} au 30 février), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	169
Figure 81 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°2 du blé tendre d'hiver (1 ^{er} au 30 mars), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	170
Figure 82 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du blé tendre d'hiver (oscille entre le 15 juillet et le 15 août), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	171
Figure 83 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors d'une des quatre périodes d'intervention (préparation/semis, protections n°1 et 2, récolte) du blé tendre d'hiver, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	172
Figure 84 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la préparation/semis du maïs (1 ^{er} au 30 avril), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	173
Figure 85 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection du maïs (1 ^{er} au 25 juin), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	174
Figure 86 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du maïs (5 au 30 octobre), plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	175
Figure 87 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors des quatre interventions (préparation/semis, protection, récolte) du maïs, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur.	176
Figure 88 : Cartes des moyennes du cumul des pluies du <i>scénario contrôle</i> (années de simulation de 1970 à 1999), pour les périodes de sollicitation des sols lors de la culture du blé d'hiver : préparation, protections et récolte. La légende apparaît dans la figure 89.	180

Figure 89 : Cartes des moyennes du cumul des pluies du <i>scénario contrôle</i> (année de simulation de 1970 à 1999), pour les périodes de sollicitation des sols lors de la culture du maïs : préparation, protections et récolte.	181
Figure 90 : Part relative des textures affectée par intervention et par classes de risque (0-25 / 25-50 / 50-75 et 75-100 %) pour la culture du blé d'hiver en France pour une couche tassée minimum de 5 cm d'épaisseur. La légende est présentée dans la figure 91.	183
Figure 91 : Part relative des textures affectée par intervention et par classes de risque (0-25 / 25-50 / 50-75 et 75-100 %) pour la culture du maïs en France pour une couche tassée minimum de 5 cm d'épaisseur.	183
Figure 92 : Pourcentage de la surface de la France occupée par chaque classe de risque pour la culture du blé d'hiver.	186
Figure 93 : Pourcentage de la surface de la France occupée par chaque classe de risque pour la culture du maïs.	186
Figure 94 : Effet de la variation du nombre d'années à considérer dans les calculs des risques de tassement des sols au cours de la période de la récolte du maïs : le pourcentage passe de 75 % à 50 %.	192
Figure 95 : Effet du "nombre de jours par période" sur la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol supérieure à 75 % au cours de la période de la récolte du maïs : le "nombre de jours par période" passe de 66 % à 33 % à gauche et de 66 % à 75 % à droite.	193
Figure 96 : Effet de la correction des propriétés mécaniques sur la prévision des risques de tassement dont la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol est supérieur à 66 % de la période de la récolte du maïs, pendant 22 années sur 30 années simulées	194
Figure 97 : Impact de la correction des propriétés mécaniques sur la prévision des classes de fréquence (0-25, 25-50, 50-75 et 75-100 %) pour la période de la récolte du maïs.	195
Figure 98 : Effet de l'épaisseur de la couche tassée à prendre en compte dans la prévision des risques de tassement dont la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol plus de 66 % de la période de la récolte du maïs, est supérieure à 22 années sur 30 années simulées (soit plus de 75 % du temps)	196
Figure 99 : Effet de la teneur en eau critique à la capacité au champ sur la prévision des risques de tassement pour la récolte du maïs. La fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol est supérieure à 75 % et le nombre de jours à risque est supérieur à 66 %.	197
Figure 100 : Impact du paramétrage de STICS sur le pourcentage d'années présentant un risque de tassement (0-25, 25-50, 50-75 et 75-100 %) au cours de la récolte du maïs.	199
Figure 101 : Cartes du pourcentage d'années présentant plus de deux jours sur trois, lors de la récolte du maïs, une teneur en eau du sol susceptible d'engendrer un tassement critique en cas de passage d'engins. Ces prévisions sont obtenues avec le paramétrage "expert" à gauche et le paramétrage "amélioré" de STICS à droite. Dans les deux cas la teneur en eau critique est égale à la capacité au champ.	199
Figure 102 : Effet du paramétrage hydromécanique des sols sur la prévision des risques de tassement dont la fréquence d'apparition d'un excès d'eau dans le sol est supérieur à 66 % de la période de la récolte du maïs pendant plus de 22 années sur 30 années simulées.	200

Figure 103 : Cumul moyen des précipitations, au cours d'une période, sur 30 années des scénarios contrôle, A2 et B2.	203
Figure 104 : Effet des différents scénarios climatiques sur les prévisions des risques de tassement des sols français pour la culture du blé tendre d'hiver.	204
Figure 105 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°1 du blé tendre d'hiver, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement critique sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au scénario A2.	205
Figure 106 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la protection n°1 du blé d'hiver, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement sévère sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au scénario B2.	206
Figure 107 : Effet des différents scénarios climatiques sur les prévisions des risques de tassement des sols français pour la culture du maïs.	207
Figure 108 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du maïs, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement sévère sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au scénario A2.	208
Figure 109 : Carte du pourcentage d'années présentant, lors de la récolte du maïs, plus de deux jours sur trois, un sol ayant une teneur en eau susceptible d'engendrer un tassement sévère sur 5 cm d'épaisseur. Le scénario climatique utilisé pour calculer les teneurs en eau journalières des sols correspond au scénario B2.	209
Figure 110 : Courbe de retrait obtenue par dessiccation d'agrégats de 2 à 3,15 mm de diamètre.	237
Figure 111 : Discrétisation du maillage en profondeur des UTS testées avec le modèle COMPSOIL.	238
Figure 112 : Augmentation de la masse volumique calculée avec le modèle COMPSOIL pour trois discrétisation de masses volumiques initiales différentes et pour trois types de sol différents.	238

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Classement des textures de Jamagne (1967) selon leur sensibilité au tassement et en fonction de leur classe texturale (d'après Remy et Mathieu, 1972).	27
Tableau 2 : Masses volumiques critiques (en g cm ⁻³) qui correspondent à un état tassé du sol (d'après Houskova, 2004).	35
Tableau 3 : Valeurs critiques de la masse volumique et de la packing density qui caractérisent un sol tassé.	37
Tableau 4 : Sensibilité des sols au tassement en fonction de la texture et de la packing density. Les classes de sensibilité sont décrites par les lettres L, M, H et VH respectivement pour Low, Moderate, High et Very High. (Jones <i>et al.</i> , 2003)	38
Tableau 5 : Informations nécessaires pour réaliser des simulations sur sol nu avec STICS.	50
Tableau 6 : Paramètres d'entrées du modèle HYDRUS-1D permettant de résoudre les équations 11 et 12.	54
Tableau 7 : Informations nécessaires pour réaliser des simulations avec le modèle COMPSOIL.	57
Tableau 8 : Anomalies pluviométriques saisonnières établi par rapport au scénario contrôle de la station de Mons.	59
Tableau 9 : Dates de passages d'engins retenues pour simuler les risques de tassement des sols français sous culture de maïs et de blé d'hiver.	63
Tableau 10 : Périodes de passages d'engins retenues pour calculer les risques de tassement des sols français sous culture de maïs et de blé d'hiver.	63
Tableau 11 : Liste des variables caractérisant les propriétés des UTS et leur type (qualitatif ou quantitatif).	66
Tableau 12 : Limites des classes de texture utilisées dans la BDGSF au 1/1 000 000 ^{ème} et le triangle des textures associé (CEC, 1985).	66
Tableau 13 : Caractéristiques des sols échantillonnés dans la base de données HYMEC (Inra de Laon).	69
Tableau 14 : Paramétrage existant de STICS concernant les paramètres du profil.	72
Tableau 15 : Pourcentage d'eau de la macroporosité (CT) qui s'infiltre par jour dans une couche de sol (travaux de N. Brisson).	73
Tableau 16 : Classes de pédotransfert d'Al Majou <i>et al.</i> (2008) par texture, profondeur et masse volumique.	74
Tableau 17 : Classes de pédotransfert d'Al Majou <i>et al.</i> (2008) par texture et par profondeur.	74
Tableau 18 : Potentiels matriciels et base de données utilisées pour définir des points de teneur en eau sur lesquels sont ajustées les courbes de rétention en eau dans le code RETC. Les équations suivies de * signifient que $\rho = 1,3 \text{ g cm}^{-3}$ pour les horizons de surface (0-30 cm) et $\rho = 1,55 \text{ g cm}^{-3}$ pour les horizons profonds (> 30 cm). Les valeurs du paramètre ρ_s sont présentées dans le tableau 13.	77
Tableau 19 : Paramètres de van Genuchten de la base de données HYMEC par texture et par profondeur.	77
Tableau 20 : Paramètres de van Genuchten de la base de données SOLHYDRO, par texture et par profondeur.	78

Tableau 21 : Paramètres de Mualem-van Genuchten de la base de données HYPRES par texture et par profondeur (Wösten <i>et al.</i> , 1999).	79
Tableau 22 : Paramètres de Mualem-van Genuchten de la base de données UNSODA par texture et par profondeur (Leij <i>et al.</i> , 1996).	79
Tableau 23 : Fonctions de pédotransfert par sol et par classes texturale d'estimation des propriétés mécaniques N et λ (K. Saffih-Hdadi)	82
Tableau 24 : Erreur moyenne absolue (MAE) et racine carrée moyenne des erreurs quadratiques (RMSE) entre les teneurs en eau observées et simulées sur le sol de Mons pour quatre paramétrages différents d'HYDRUS-1D.	100
Tableau 25 : Les 96 SUTS issues du regroupement des 900 UTS de la BDGSF.	104
Tableau 26 : Description des 37 SSUTS.	106
Tableau 27 : Paramétrage du modèle STICS utilisé pour l'estimation des paramètres par inversion.	110
Tableau 28 : Méthode d'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS nécessaire pour le profil.	111
Tableau 29 : Méthode d'estimation des paramètres d'entrée Sol de STICS nécessaire par horizon.	111
Tableau 30 : Pente minimum de la teneur en eau entre le 15 ^{ème} et le 20 ^{ème} jour de simulation d'HYDRUS-1D par classes texturales.	117
Tableau 31 : Paramètres d'entrée Sol de STICS qui caractérisent les 37 SSUTS et RRMSE associée.	121
Tableau 32 : Attribution des propriétés hydrodynamiques des 37 SSUTS aux 96 SUTS.	139
Tableau 33 : Analyse de sensibilité de la teneur en eau critique de Rivaulde aux variations de la masse volumique critique obtenue avec les propriétés mécaniques corrigées.	143
Tableau 34 : Calcul de la masse volumique critique des cinq textures de la BDGSF à partir de l'équation [5] pour une packing density critique ($PD_{critique}$) de $1,7 \text{ g cm}^{-3}$.	146
Tableau 35 : Caractéristiques des trois types d'engins utilisés pour estimer les risques de tassement des sols à l'échelle nationale.	147
Tableau 36 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15.	149
Tableau 37 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 15 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15. Les valeurs de $L3 = 100 \%$ (valeurs fictives) signifient que la teneur en eau de l'horizon 0-10 cm n'engendrera jamais un tassement des sols de 15 cm.	149
Tableau 38 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15. Simulations sans correction des paramètres mécaniques.	150
Tableau 39 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 15 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,15. Simulations sans correction des paramètres mécaniques. Les valeurs de $L3 = 100 \%$ (valeurs fictives) signifient que la teneur en eau de l'horizon 0-10 cm n'engendrera jamais un tassement des sols de 15 cm.	150

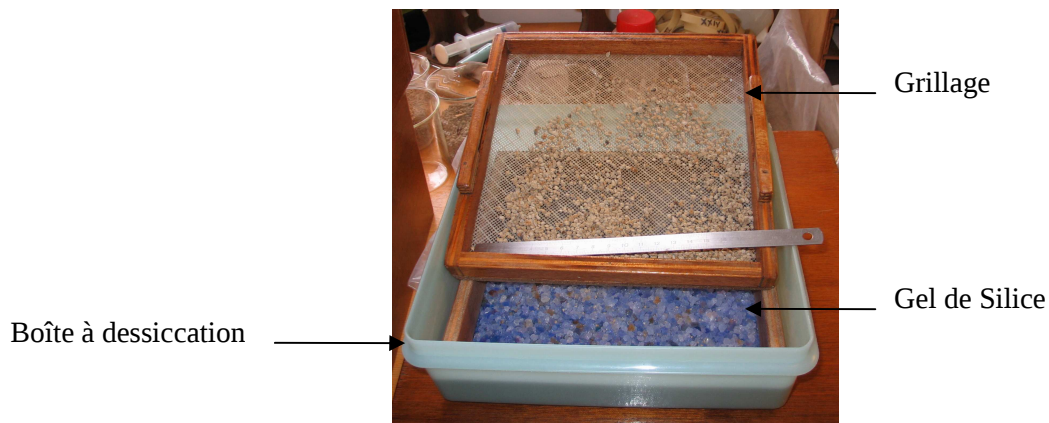
Tableau 40 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,10.	151
Tableau 41 : Teneurs en eau critiques qui engendrent une couche tassée de 5 cm d'épaisseur minimum, estimée par le modèle COMPSOIL par texture et par type d'engin à partir de l'indice des vides structuraux critique de 0,20.	151
Tableau 42 : Teneurs en eau critiques par texture et par type d'engin, estimées à partir de la packing density critique de 1,7 g cm ⁻³ .	152
Tableau 43 : Teneurs en eau à la capacité au champ ($h = -1000$ hPa) estimées à partir des courbes de rétention en eau de Wösten <i>et al.</i> , 1999, par texture et par type d'engin.	152
Tableau 44 : Teneurs en eau estimées à partir du paramétrage expert de STICS, par texture, masse volumique et par type d'engin.	153
Tableau 45 : Masse d'azote nitrique présente initialement dans le sol par horizon de 30 cm d'épaisseur.	159
Tableau 46 : Paramètres et données d'entrée du modèle STICS pour la cartographie des risques de tassement des sols français.	160
Tableau 47 : Surfaces en France affectées en fonction des différents choix de conception de la carte des risques de tassement des sols lors de la récolte du maïs.	191
Tableau 48 : rapport entre les teneurs en eau critiques estimées par COMPSOIL et la teneur en eau à la capacité au champ (en %) pour une contrainte de 140 kPa et par classes de texture.	197

ANNEXE A - Les courbes de retrait

La courbe de retrait d'un sol permet de caractériser les variations du volume apparent d'un sol en fonction de son état hydrique au cours d'un épisode de dessiccation. Etablie sur des fragments terreux de petit diamètre (agrégats de diamètre compris entre 2 et 3,15 mm), elle représente les variations de la porosité texturale d'un sol en fonction de son humidité. Elle présente généralement deux points caractéristiques que sont l'humidité au point d'entrée d'air (EA) et la limite de retrait (LR).

Méthode

- Prélever le sol et le laisser sécher à l'air à température ambiante.
- Tamiser le sol entre 2 et 3,15 mm de diamètre. Une masse de 100 g d'agrégats est nécessaire.
- Saturer en eau les agrégats sous vide pendant 48 h avec de l'eau dégazée. La saturation s'effectue par remontée capillaire en posant les agrégats sur une plaque entourée d'un tissu dont l'extrémité est plongée dans l'eau à une distance de 3 cm (potentiel de l'eau de 3 -hPa).
- Déposer les agrégats dans une boîte hermétique. La boîte doit être séparée en deux compartiments par un grillage : en dessous, placer 200 g de gel de silice. Au-dessus, placer les agrégats. Le gel de silice permet d'accélérer la dessiccation des agrégats.

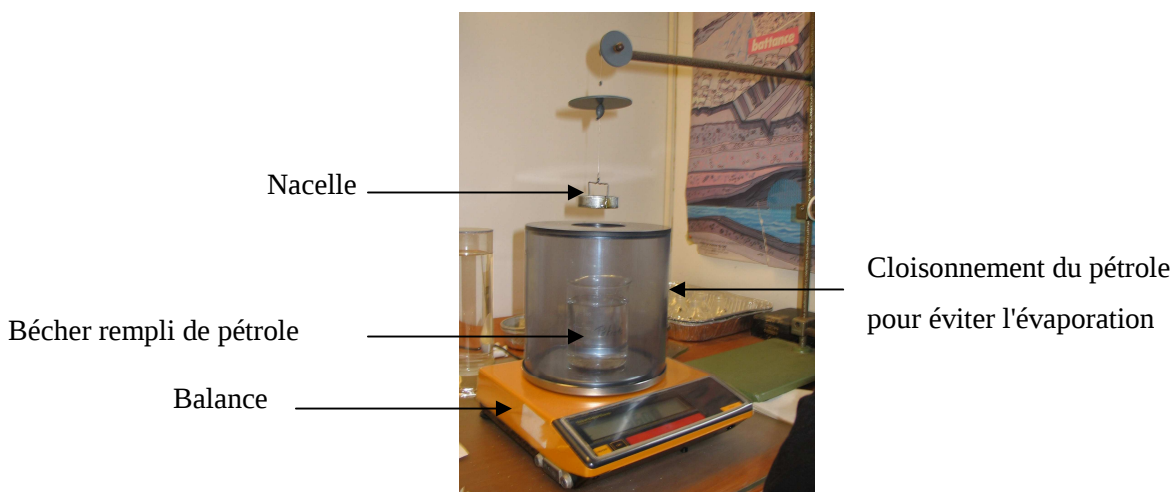


- Prélever 2 à 3 g d'agrégats immédiatement (agrégats saturés) puis répéter l'opération toutes les 10 minutes. Disposer les agrégats dans trois piluliers bien fermés pour éviter que l'eau ne s'évapore.



Pilulier en verre

- Peser le pilulier seul (M1), puis peser le pilulier avec les agrégats (M2).
- Immerger les agrégats posés dans le pilulier avec du pétrole pendant 12 h. Evacuer les bulles d'air entre les agrégats si nécessaire. L'intérêt du pétrole est qu'il n'a aucun effet sur le gonflement des agrégats. Il va occuper le volume d'air dans les agrégats sans les déformer. La densité du pétrole doit être connue (DP).
- Aspirer le pétrole du pilulier avec une seringue. Il est possible de filtrer le pétrole et de le récupérer pour de prochaines expériences.
 - Disposer les agrégats imbibés de pétrole sur un papier absorbant afin d'enlever la pellicule de pétrole liée à la surface des agrégats. Les faire rouler sur le papier si nécessaire. La couleur de l'agrégat devient mate quand la pellicule de pétrole liée a disparue.
 - Mesurer le volume de pétrole déplacé en posant les agrégats imbibés de pétrole sur une nacelle que l'on fait descendre dans un b cher rempli de pétrole (M4). Au préalable, peser la masse de la nacelle et du récipient   pétrole seuls sans agrégats (M3).



- Remettre les agrégats dans leur pilulier puis les placer dans une étuve ventilée à 105 °C pendant 48 h. Il est important de ventiler l'étuve car le pétrole s'enflamme à des températures relativement faibles.
- Peser le pilulier avec les agrégats séchés (M5).

Calculs

$$\text{masse de sol (en g)} = M5 - M1 = C1$$

$$\text{humidité massique (en g kg}^{-1}\text{)} = \frac{\text{masse d'eau}}{\text{masse de sol}} \times 100 = \frac{M2 - M5}{C1} \times 100 = C2$$

$$\text{volume massique de l'agrégat} = \frac{\text{volume de sol}}{\text{masse de sol}} = \frac{(M4 / DP)}{C1} = C3$$

$$\text{masse volumique de l'agrégat} = \frac{1}{C3}$$

$$\text{Equation de la droite de saturation : } C3 = \frac{1}{\rho_s} + \frac{C2}{\rho_w}$$

Avec ρ_s la masse volumique de solide et ρ_w la masse volumique de l'eau en g cm⁻³.

Résultats

Les résultats présentent la variation de la teneur en eau massique des sols (C2) en fonction du volume massique des agrégats (C3).

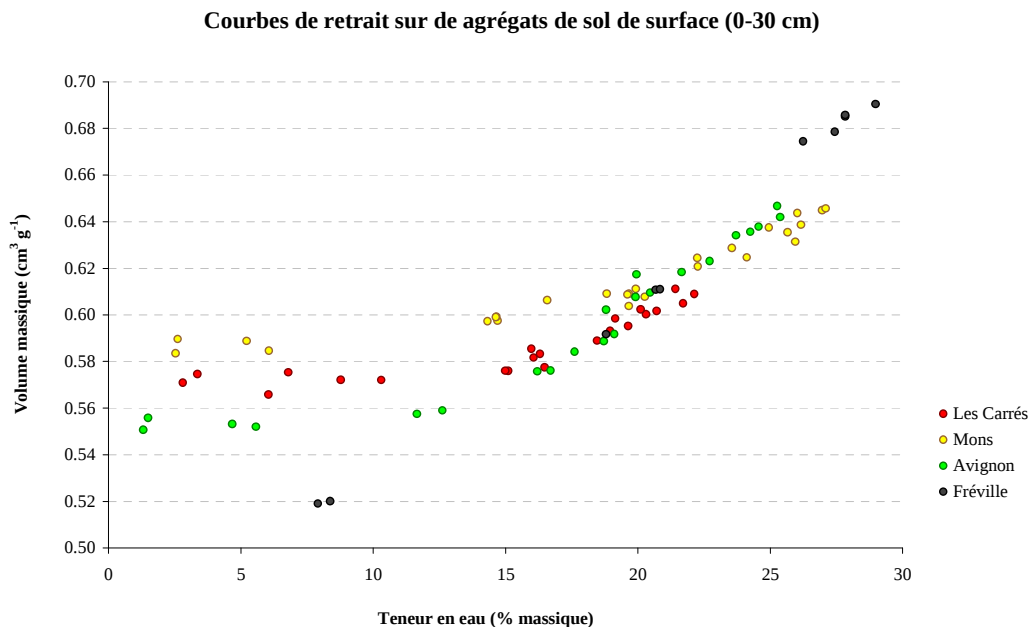


Figure 110 : Courbe de retrait obtenue par dessiccation d'agrégats de 2 à 3,15 mm de diamètre.

ANNEXE B – L'analyse de sensibilité de COMPSOIL à la variation de la masse volumique

Ce travail a été réalisé par K. Saffih-Hdadi (post-doctorante) à l'Inra de Laon-Reims. Il s'agissait d'évaluer la sensibilité du modèle COMPSOIL à la discrétisation de la couche de sol considérée pour trois types de sol : sol limoneux (site de Mons, 80), sol limono-argileux (site d'Avignon, 84) et un sol de craie (site de Châlons, 51). La figure 111 illustre les discrétisations spatiales utilisées, soit pour la masse volumique initiale, soit pour l'humidité initiale.

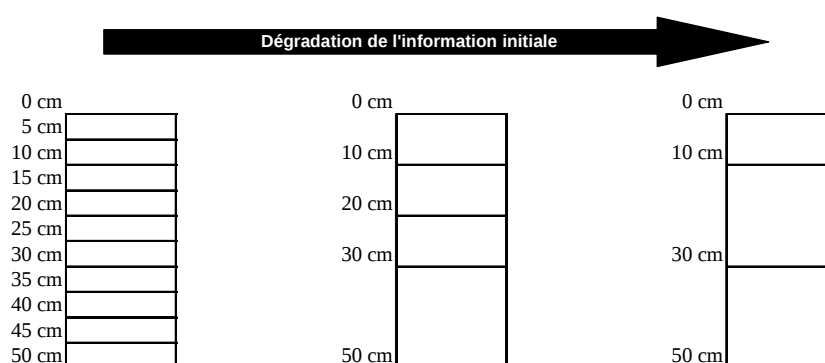


Figure 111 : Discrétisation du maillage en profondeur des UTS testées avec le modèle COMPSOIL.

Les résultats obtenus montrent que la qualité de la discrétisation de la masse volumique n'a pas d'influence significative, sauf pour le sol de craie (figure 112).

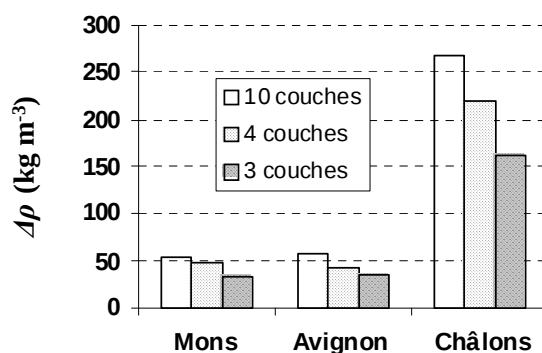


Figure 112 : Augmentation de la masse volumique calculée avec le modèle COMPSOIL pour trois discrétisations de masses volumiques initiales différentes et pour trois types de sol différents.

De même, une discrétisation du profil initial d'humidité en trois couches (0-10 / 10-30 / 30-50 cm) est suffisante.

Ainsi, nous choisissons, pour simuler la déformation du sol, d'estimer les propriétés mécaniques et hydriques des sols avec le maillage suivant :

Deux couches de 0 à 10 cm et de 10 à 30 cm pour l'horizon labouré 03-30 cm

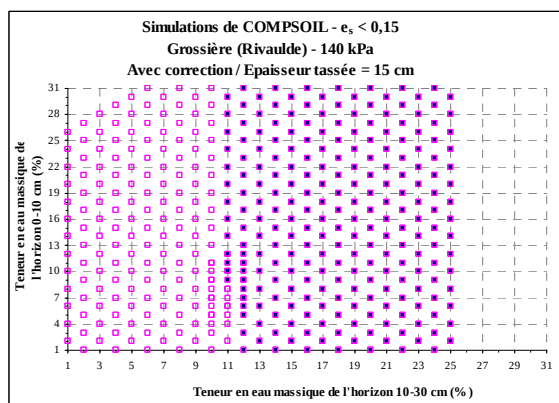
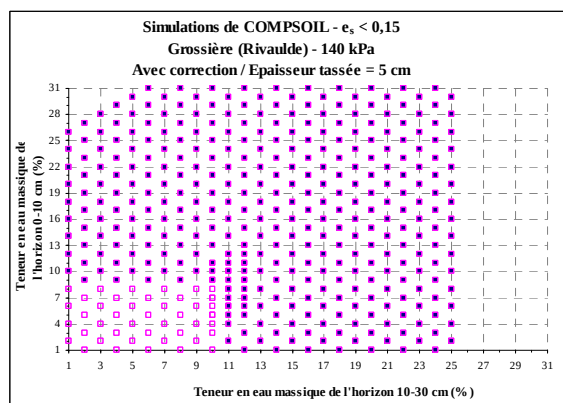
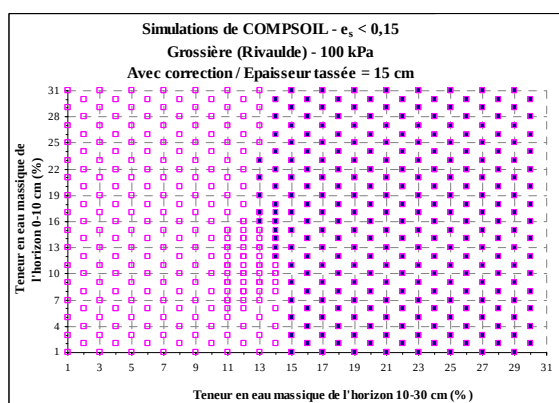
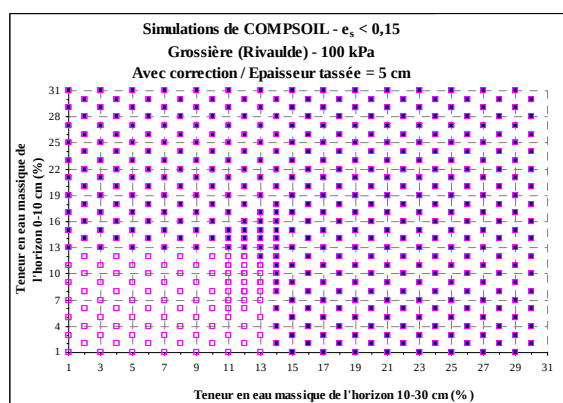
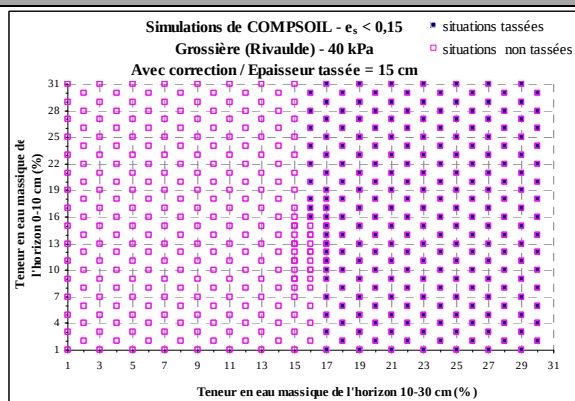
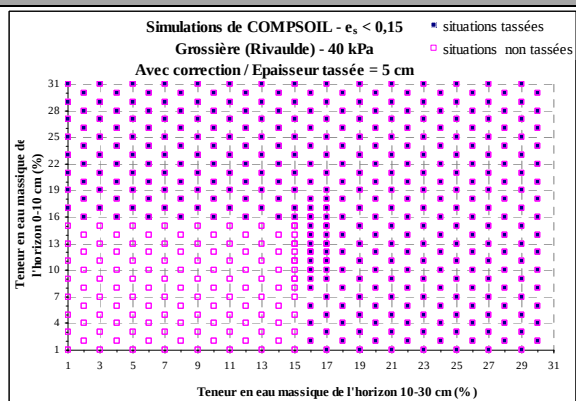
Des couches de 40 cm d'épaisseur maximum pour les horizons au-delà de 30 cm de profondeur.

ANNEXE C – les simulations de COMPSOIL

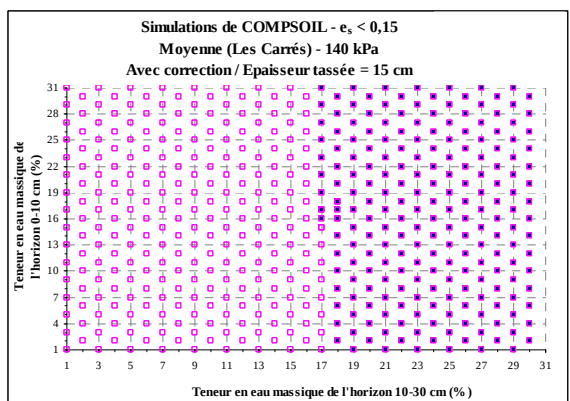
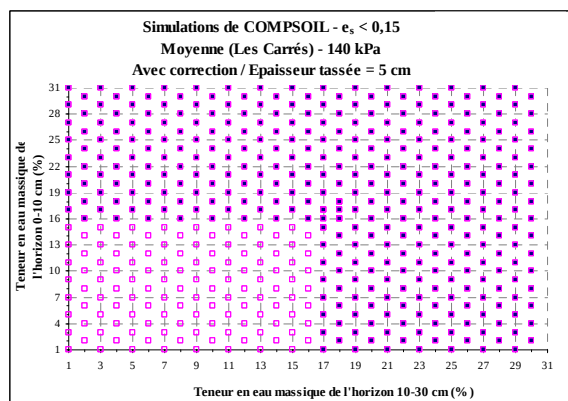
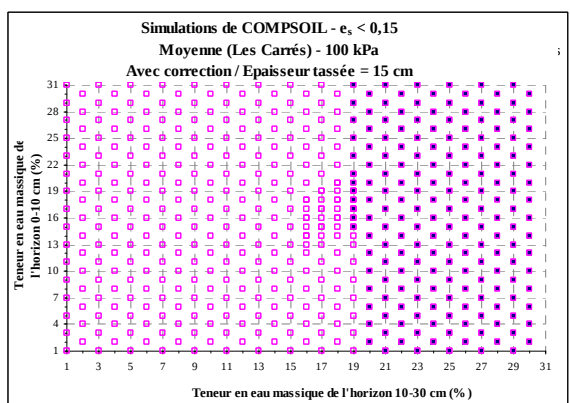
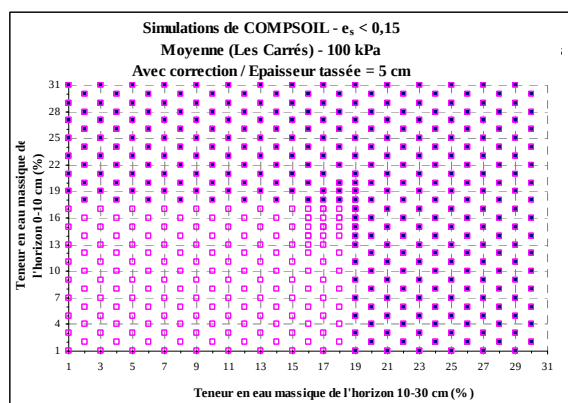
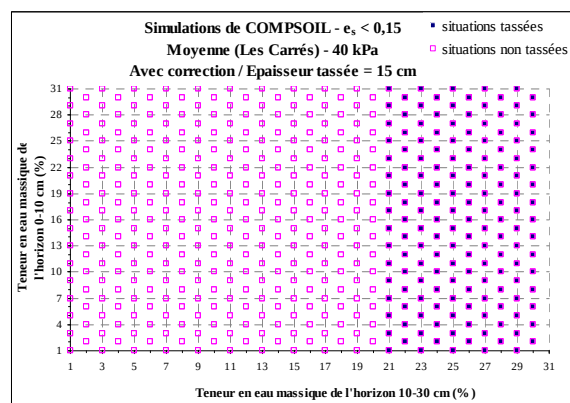
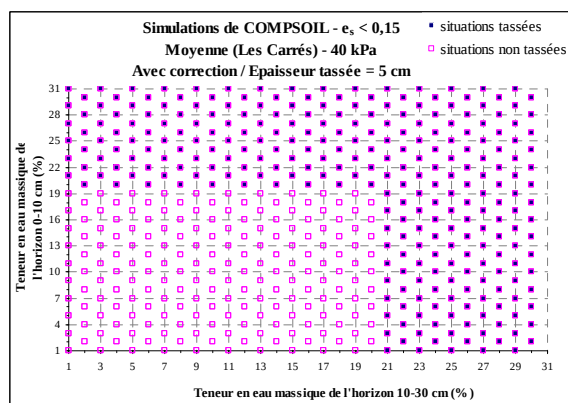
Les résultats des teneurs en eau critiques présentées ci-dessous correspondent aux simulations de COMPSOIL après un paramétrage basé sur les propriétés hydromécaniques des sols de texture grossière (Rivaulde), moyenne (Les Carrés), moyenne fine (Mons et Boigneville), fine (Avignon) et très fine (Epernay et Fréville). Les situations tassées (points bleu des graphiques) correspondent à une diminution de la porosité structurale ($e_s < 0,15$) sur une épaisseur de 5 cm (à gauche) ou 15 cm (à droite) lorsque les propriétés mécaniques des sols tiennent compte des contraintes de compression et de cisaillement appliquées par un engin de 40, 100 ou 140 kPa.

Pour faire le lien entre les teneurs en eau "critiques" calculées pour les sols de la base de données HYMEC et celles à calculer pour les sols de la base de données HYPRES, nous avons considéré que le potentiel de l'eau correspondant à chaque teneur en eau critique était le même pour chaque classe de texture.

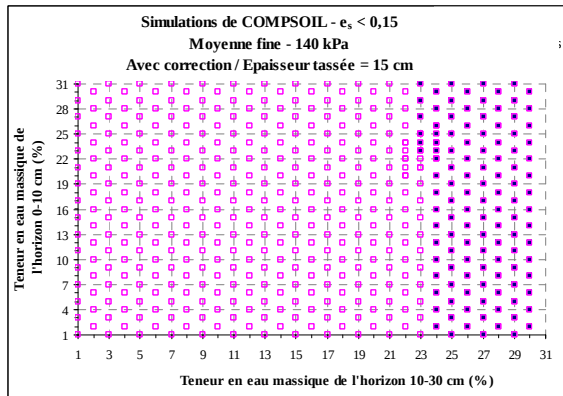
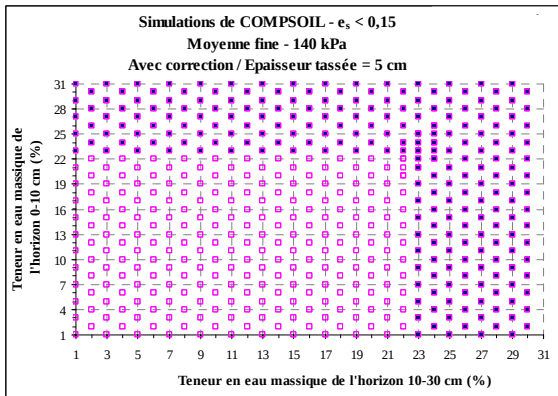
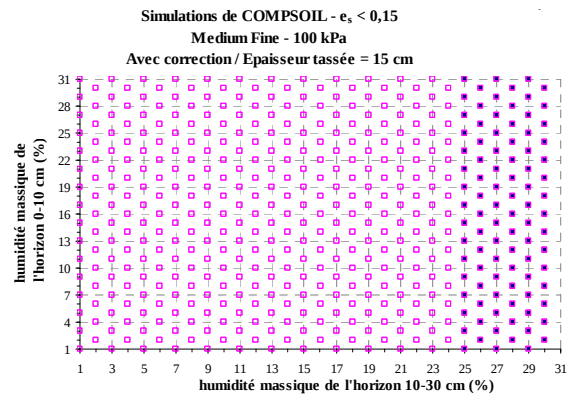
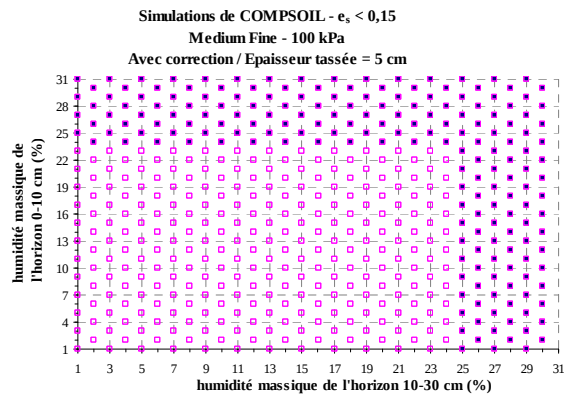
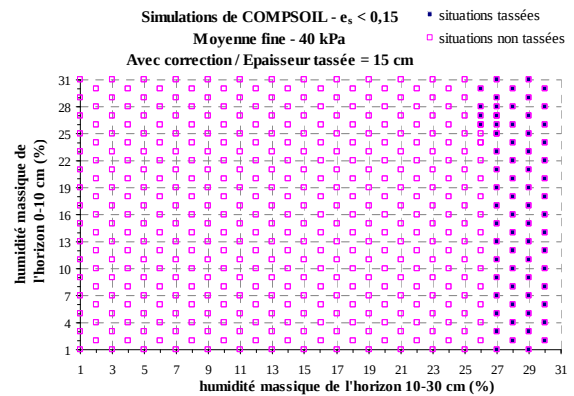
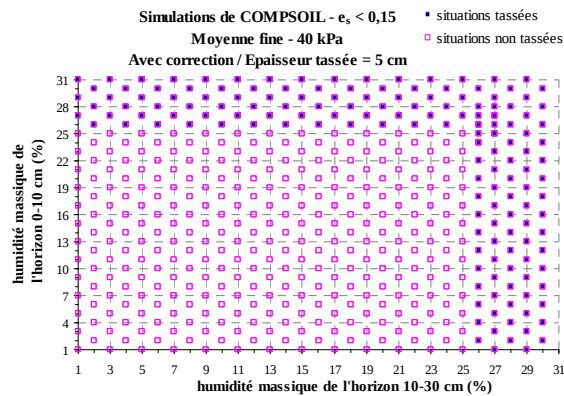
Texture grossière



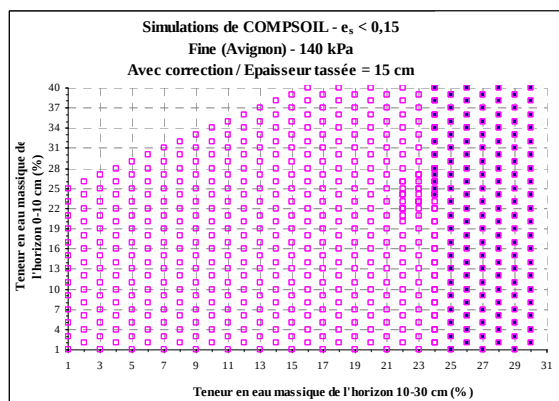
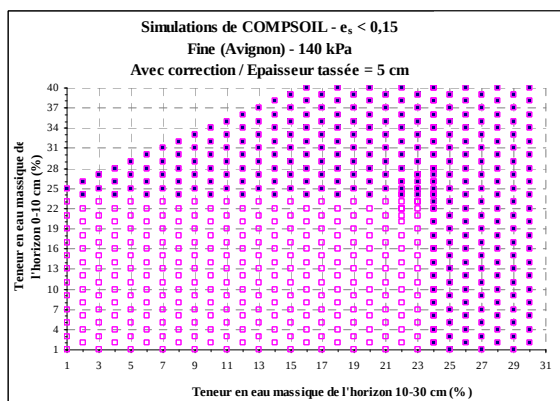
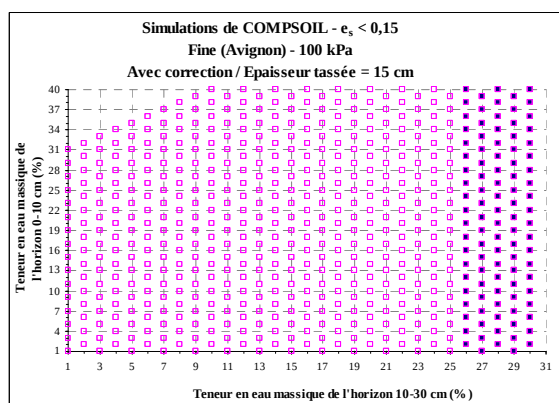
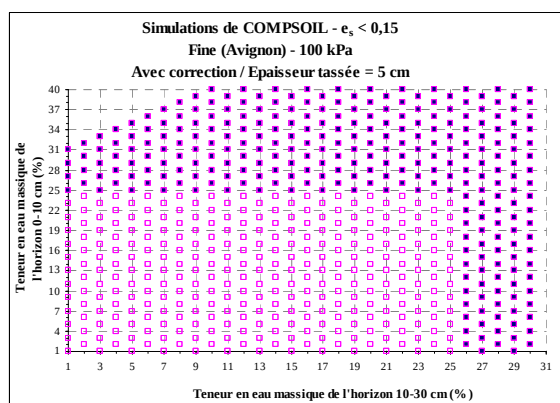
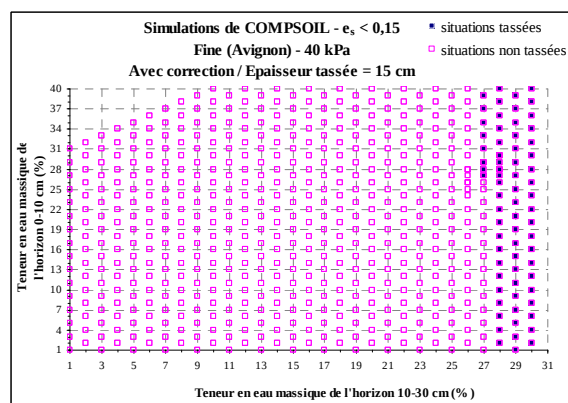
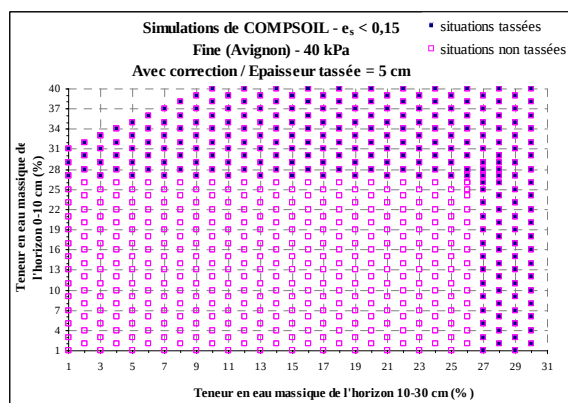
Texture moyenne



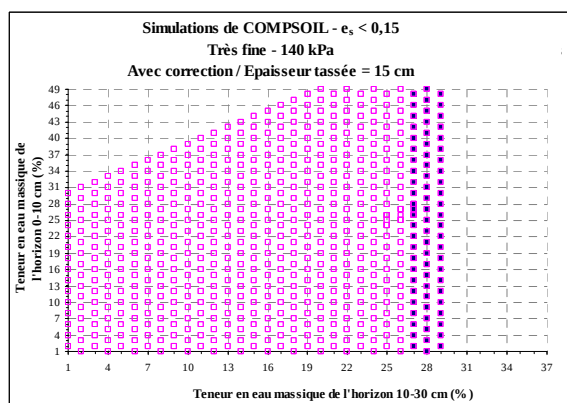
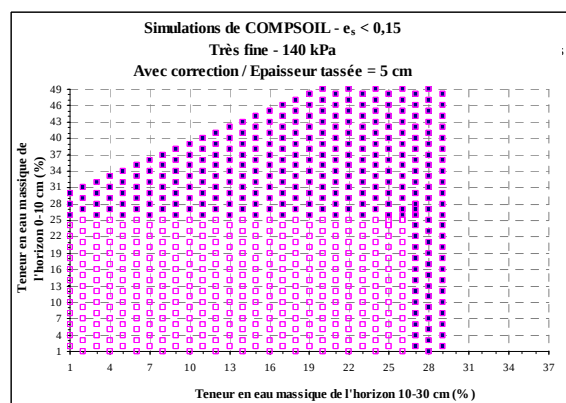
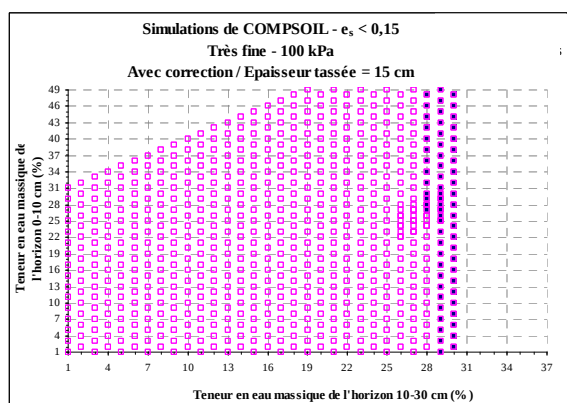
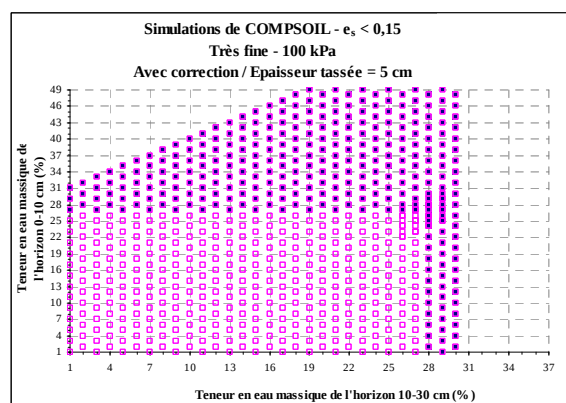
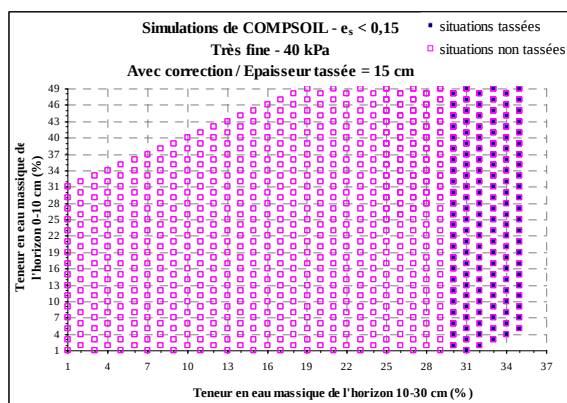
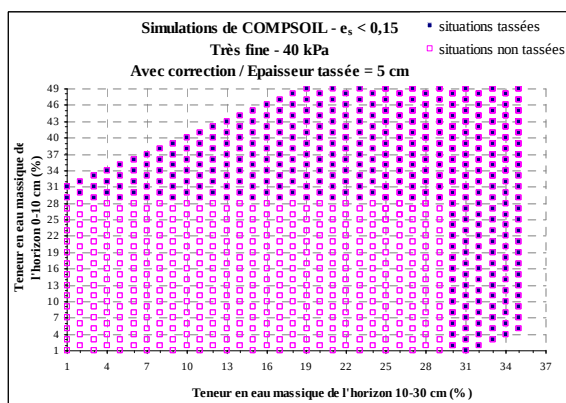
Texture moyenne fine



Texture Fine



Texture Très fine



ANNEXE D – Article Partie 1

The influence of compaction on soil hydraulic properties. Part 1 : an analysis from laboratory experimental data obtained using undisturbed samples

I. Cousin^{1*}, M.P. Lefebvre¹, G. Giot¹, O. Duval¹, A. Bruand², A. Dexter^{3,1}, G. Richard¹

¹INRA, UR 0272 - Unité de Science du Sol, Centre de recherche d'Orléans, 2163 Avenue de la Pomme de Pin, CS 40001 Ardon, 45075 Orléans Cedex 2, France

²Université d'Orléans – CNRS/INSU – Université François Rabelais de Tours, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Campus Géosciences, 1A Rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex, France

³Institute of Soil Science and Plant Cultivation (IUNG-PIB), ul. Czartoryskich 8, 24-100 Pulawy, Poland.

*Corresponding author :

Phone : + 33 2 38 41 48 03

Fax : + 33 2 38 41 78 69

E-mail : Isabelle.Cousin@orleans.inra.fr

Keywords : bulk density, pedotransfer function, water content, hydraulic conductivity

ARTICLE SOUMIS LE 23.10.09 A VADOSE ZONE JOURNAL
(REF : V09-150)

ABSTRACT

The influence of the bulk density on the soil water properties of the cultivated layer has been studied. The water retention curve and the unsaturated hydraulic conductivity were measured on large undisturbed sandy and loamy soil cylinders with the Wind evaporation method. At a given pore water suction, linear relationships between i) the volumetric water content, ii) the mass water content, iii) the unsaturated hydraulic conductivity, with the bulk density are shown. The following pedotransfer function is proposed and evaluated: $w = [0.096 \log|h| - 0.387] \times \rho_b + [-0.192 \log|h| + 0.921]$, where w is the mass water content, h is the pore water suction and ρ_b is the bulk density. It is easy to use because it depends only on one parameter and it can be applied for soils of loamy textures, in the $-1 \text{ hPa} > h > -1000 \text{ hPa}$ range of pore water suctions. Our results confirm the value of 1.9 g.cm^{-3} for the maximum limiting value of soil bulk density.

INTRODUCTION

Due to the development of soil-water transfer models at different scales, the demand for soil water properties (water retention curve and saturated/unsaturated hydraulic properties) is still growing. Because measurements are expensive and time consuming, numerous pedotransfer functions – that estimate the soil water properties from easily- accessible data (Bouma & Van Lanen, 1987) - have been developed, over the last two decades. The principle consists in looking for stable relationships between soil water properties and other soil characteristics (texture, organic carbon content, bulk density, structure, etc...), usually from data stored in large databases. If the relationships are stable, they can then be used when the soil water properties are unknown. In the last few years, the efforts have been concentrated on the development of powerful mathematical methods to analyse these relationships between soil water properties and soil characteristics : the water retention curve has been estimated from Artificial Neural Networks (Minasny *et al.*, 1999 ; Minasny *et al.*, 2002) or from an Artificial Neural Network Ensemble Method (Baker *et al.*, 2007), from non- linear regression (see Liu *et al.*, 2007, for example), from regression trees (Pachepsky & Rawls, 2003) or from the Support Vector Machine (Yang *et al.*, 2007). The saturated hydraulic conductivity has also been estimated from non-linear regression (Merdun *et al.*, 2006), Artificial Neural Networks (Agyare *et al.*, 2007) or Multiscale Bayesian Neural Networks (Jana *et al.*, 2008). An Artificial Neural Network has also been used to characterize the unsaturated hydraulic conductivity (Minasny *et al.*, 2004) as well as Multi Objective Retention Curve Estimator (Twarakaki *et al.*, 2008). Nevertheless, a keypoint for the development of these pedotransfer functions is still the quality of the experimental data stored in the database used for their development. The most commonly used are the UNSODA database (Nemes *et al.*, 2001) and the HYPRES database (Wösten *et al.*, 1999). Both contain many experimental data from different laboratories. As a consequence, the homogeneity of the size of the soil sample and the laboratory or field method used to determine the soil water properties remain questionable. Other more homogeneous databases have been used like one developed on Belgian soils by Vereecken (1990) (Weynants *et al.*, 2009, for example), one developed on Danish soils used by Poulsen *et al.* (2002) or another one developed on Australian soils used by Minasny *et al.* (2004). In all the latter databases, the methods for sampling and measuring soil water properties are identical for each soil sample, and the samples are undisturbed. Unfortunately, the size of the undisturbed soil cores is sometimes not large enough to characterize the soil horizon : cylinders of about 100 cm³ or 300 cm³ are usually sampled. As a consequence, it is then difficult to use the pedotransfer functions to describe the properties at the horizon scale, because some soil characteristics, and especially the bulk density, are outside the range in which the pedotransfer functions have been developed (Bruand *et al.*, 2003) : when taking small soil samples, we assume that they are homogeneous, but we usually overestimate the bulk density of the horizon, either because the soil can be compacted in the cylinder, or because the sampled volume is too small to take into account cracks or large packing voids. As a consequence, references on soil water properties at the real bulk density of horizons are sometimes not available. This is particularly

important for the characterization of the properties of the surface horizon, that is submitted to soil tillage, climate and that therefore exhibits a strong spatial and temporal heterogeneity of structure. Moreover, due to the difficulty of sampling in the surface horizon, the latter is usually under-represented in soil databases, whereas it plays a fundamental role in soil-plant-atmosphere processes, like hydrology or greenhouse gas emissions.

In that context, we intend to discuss here the effect of the bulk density on the soil water properties determined on large undisturbed soil samples, in a range of texture classes excluding clay. The bulk density is used as a synthetic parameter to characterize the soil structure and its evolution under compaction, and is supposed to be valuable in the explanation of the water retention and the unsaturated hydraulic conductivity in the near-to-saturation range. An analysis of the role of the bulk density will be presented, as well as a very simple pedotransfer function, evaluated on independent data.

MATERIALS AND METHODS

Soils

We have used data from a French database of soil hydraulic properties : the SOLHYDRO database. This database has been developed at the Unité de Science du Sol of INRA at Orléans (France). It contains about 700 data, measured on undisturbed soil samples taken from different sites in France with various textures and crops. From this database, we have selected 75 data from soil cores sampled in the cultivated layer (0-30 cm in depth), and directly submitted to the effects of tillage (usually by plowing). The data from this database enable the effects of both texture and bulk density to be studied. To analyze the results, the data were grouped according to the major classes of texture used in the French soil texture triangle (Jamagne, 1967). We distinguished five major classes of texture : Loamy, Loamy Clay, Clay Loam, Loamy Clay Sand and Sandy (Figure 1). As shown on figure 1, all the texture classes were not represented in our database. To analyze the effect of the bulk density, the samples were classified according to three classes with thresholds at 1.3 g.cm^{-3} and 1.5 g.cm^{-3} . In our database, that does not cover all the texture classes, samples with a bulk density lower than 1.3 g.cm^{-3} are considered as non-compacted, and samples with a bulk density higher than 1.5 g.cm^{-3} are considered as compacted (Figure 2). This state of compaction should not be extended to other textures, because degree of compaction strongly depends on the texture (Jones, 1983 ; Dexter, 2004). Depending on the texture class, some class of bulk density may not be represented in our database.

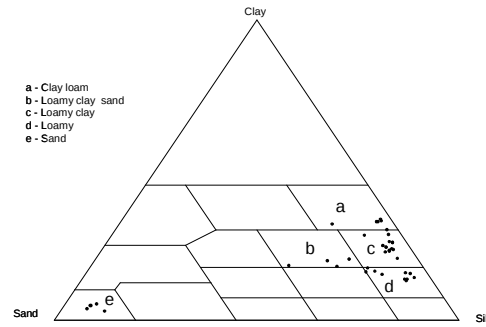


Figure 1 : Textural classes of the studied soils from the Jamagne (1967) classification (Please notice that some samples have the same texture ; the number of dots in this graph is lower than the number of studied samples).

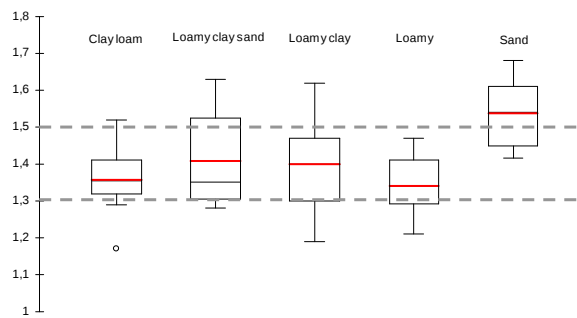


Figure 2 : Box plots of the bulk density for the different classes of texture.

Experimental Method to determine the water retention curve and the hydraulic conductivity curve

Both the water retention curve and the hydraulic conductivity curve were measured in the laboratory by the inverse evaporation method of Wind (1968) on undisturbed soil cores sampled in cylinders (15 cm diameter, 7.5 cm height), and stored in their moist state at 4°C before the experiments. The soil cores were first saturated and then submitted to evaporation during several days, until the pore water suction was too low to be recorded by the tensiometers. Every 10 minutes, we automatically recorded i) the average water content, by measuring the sample weight and ii) the pore water suctions at five different depths in the soil cylinder (1.5, 2.5, 3.5, 4.5 and 5.5 cm). The mean water retention curve in the sample was then calculated with an iterative inverse procedure (Tamari *et al.*, 1993 ; Mohrath *et al.*, 1997) and expressed according to the formalism of van Genuchten (1980) by the following equation :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha |h|)^n \right]^{-m} \quad \text{with } m = 1 - 1/n \quad [1]$$

where h is the pore water suction (m), θ is the volumetric water content (m^3m^{-3}), θ_s is the saturated water content (m^3m^{-3}), θ_r is the residual water content (m^3m^{-3}), and α (m^{-1}), m , and n are fitting parameters.

To assess the effect of bulk density, we also analysed water retention curve with the water content expressed on a mass basis $w(h) = \theta(h) \times \frac{\text{water bulk density}}{\text{soil bulk density}}$ assuming a water density equal to 1 g.cm⁻³. Here, we do not take into account clay samples that present shrinkage, and we therefore assume that the soil bulk density is independent of the water content.

At each date of measurement, the unsaturated hydraulic conductivity was calculated between 2 tensiometers (i.e. there are up to 4 ‘unsaturated conductivity – pore water suction’ couples at each date). The unsaturated hydraulic conductivity of the whole sample was then estimated by the Mualem van-Genuchten model (van Genuchten, 1980) :

$$K(Se) = K_0 Se^l \left[1 - (1 - Se^{1/m})^m \right]^2 \quad [2]$$

$$\text{with } Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r},$$

l the tortuosity factor, here taken equal to 0.5, and K_0 (m.s⁻¹), the hydraulic conductivity at $h = 0$, determined as a fitting parameter. Please notice that K_0 is not really the saturated hydraulic conductivity but only a matching point, as formerly discussed by van Genuchten & Nielsen (1985) or Weynants *et al.* (2009), for example.

The Wind method does not allow an estimation of the hydraulic properties over the whole range of pore water suction. For the water retention function, the measurements covered the range of pore water suctions, h , from -10 hPa $> h >$ -800 hPa. For the hydraulic conductivity function the measurements covered the range -50 hPa $> h >$ -800 hPa.

The water retention curves were estimated by the use of the Wind evaporation method, which gives continuous curves using the van Genuchten equation. For each texture class, mean curves were calculated for the three classes of bulk density. These curves were expressed either on a volume basis or on a mass basis, for the three classes of bulk density. They enable us to compare qualitatively the water content over a range of bulk density. For a quantitative and statistical comparison, the mean water content (either the volumetric water content or the mass water content) was calculated at some pore water suctions equal to -33 hPa, -100 hPa, -330 hPa, -500 hPa, -1000 hPa. The different water content values were compared by a Student t-test.

RESULTS

The Water Retention Curve

Water retention curve as a function of bulk density, for each texture class

We firstly analysed our data by texture, because some authors have demonstrated that the classification of samples in terms of texture improves our understanding of water properties (Bruand *et al.*, 2003). Table 1 shows that the volumetric water content at -33 hPa is lower with the higher clay content, despite the values not being statistically different. In the dry range, we see the opposite trend : the lower the clay content, the higher the volumetric water content.

For the three texture classes “Clay Loam”, “Loamy-clay”, “Loamy”, the differences between the volumetric water content at each pore water suction due to the bulk density are not significant (Figure 3).

For the “Sand” and “Loamy-clay-sand” classes, the volumetric water content is higher for the [1.3 – 1.5 g.cm⁻³] class of bulk density than for the [1.5 – 1.7 g.cm⁻³], close to saturation. For lower values of pore water suction, we observe the inverse behavior. Depending on the texture class, the crossing-point between the two curves is not at the same position (at about -80 hPa for the “Sand” class and at about -100 hPa for the “Loamy-Clay-Sand” class).

For the “Loamy-clay-sand” class, the volumetric water content for samples with a bulk density in the [1.1 – 1.3 g.cm⁻³] class is higher the volumetric water content of the other classes of bulk density, whatever the pore water suction. For the three texture classes “Clay Loam”, “Loamy-clay”, “Loamy”, the lower the bulk density, the higher the mass water content, whatever the pore water suction (Figure 4). For the “Loamy-Clay-Sand”, the mass water content is always higher for the [1.1 – 1.3 g.cm⁻³] class of bulk density than for the other classes. The “Loamy-Clay-Sand” and the “Sand” classes show an identical behaviour : for low values of pore water suction, the mass water content is higher for the [1.3 – 1.5 g.cm⁻³] class of bulk density than for the [1.5 – 1.7 g.cm⁻³] class ; for higher values of pore water suction, the mass water content is not significantly dependent of the bulk density class. The table 3 shows that the mass water content at -33 hPa decreases with increasing clay content, although the values are not statistically different. In the dry range, we see the opposite trend.

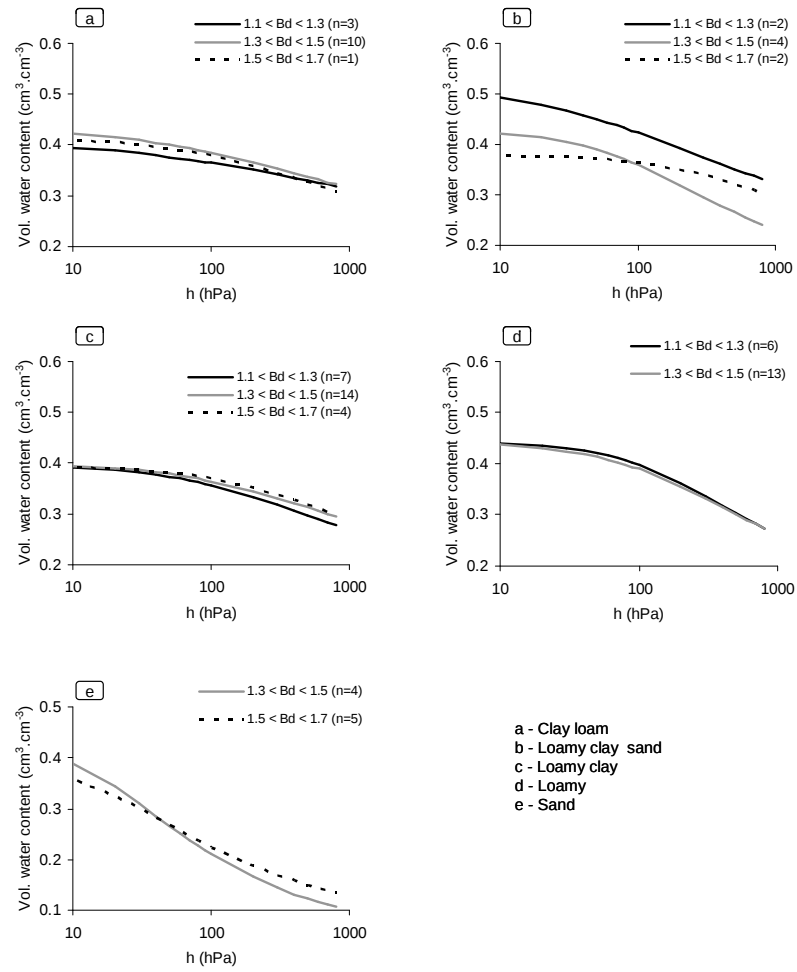


Figure 3 : Mean water retention curve (volume basis) for each class of texture. The mean curves are determined for each class of bulk density.

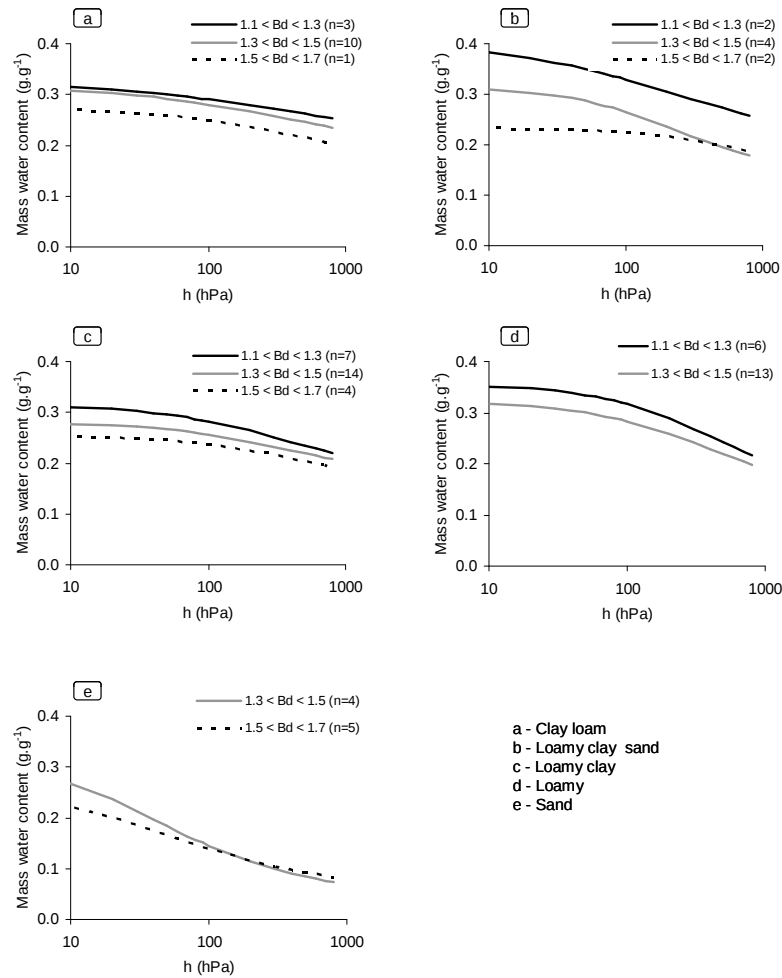


Figure 4 : Mean water retention curve (mass basis) for each class of texture. The mean curves are determined for each class of bulk density.

	-33 hPa	-100 hPa	-330 hPa	-500 hPa	-1000 hPa
Clay loam (14)	0,40 A B	0,38 A B	0,35 A	0,33 A	0,31 A
Loamy clay (25)	0,38 B	0,36 B	0,32 A	0,31 A B	0,28 B
Loamy clay loam (8)	0,41 A B	0,38 A B	0,32 A	0,30 B	0,27 B
Loamy (19)	0,42 A	0,39 A	0,33 A	0,30 B	0,26 B

Table 1 : ANOVA test on the volume water content at different pore water suctions, for each class of texture. The number represents the mean volume water content in the class. Different letters indicate significantly different values at a 5% threshold.

	-33 hPa	-100 hPa	-330 hPa	-500 hPa	-1000 hPa
].... - 1,30] (18)	0,41 A	0,38 A	0,33 A	0,31 A	0,28 A
]1,30 - 1,5] (41)	0,40 A	0,38 A	0,33 A	0,31 A	0,29 A
]1,5 - ...] (7)	0,39 A	0,37 A	0,34 A	0,32 A	0,29 A

Table 2 : ANOVA test on the volume water content at different pore water suctions, for each class of bulk density. The number represents the mean volume water content in the class. Different letters indicate significantly different values at a 5% threshold.

	-33 hPa	-100 hPa	-330 hPa	-500 hPa	-1000 hPa
Clay loam (14)	0,30 A B	0,28 A B	0,26 A	0,25 A	0,23 A
Loamy clay (25)	0,28 B	0,26 B	0,23 B	0,22 B	0,20 B
Loamy clay loam (8)	0,31 A B	0,27 A B	0,24 A B	0,23 A B	0,21 A B
Loamy (19)	0,32 A	0,29 A	0,25 A B	0,23 B	0,19 B

Table 3 : ANOVA test on the mass water content at different pore water suctions, for each class of texture. The number represents the mean volume water content in the class. Different letters indicate significantly different values at a 5% threshold.

	-33 hPa	-100 hPa	-330 hPa	-500 hPa	-1000 hPa
]... - 1,30] (18)	0,32 A	0,30 A	0,26 A	0,25 A	0,22 A
]1,30 - 1,5] (41)	0,29 B	0,27 B	0,24 B	0,23 B	0,21 A B
]1,5 - ...] (7)	0,25 C	0,24 C	0,22 C	0,21 C	0,18 B

Table 4 : ANOVA test on the mass water content at different pore water suctions, for each class of bulk density. The number represents the mean volume water content in the class. Different letters indicate significantly different values at a 5% threshold.

Water content as a function of bulk density, whatever the texture class

As discussed previously, the analysis of the effect of the bulk density on volumetric water content by textural classes is not so relevant, due to the fact that we sometimes do not have enough samples in one class and, as a consequence, the results can be noisy. To propose a more general discussion on the general effect of the bulk density, we have compared the water content at different pore water suctions (both for the volume water content and the mass water content) for four texture classes (Figure 5, Tables 3 and 4). We have not taken into account the “Sand” class, whose water content value is significantly different from the water content values of the other texture classes, because it adds lots of noise to the results.

Despite the results not being statistically different, we also observe a tendency : at -33hPa and -100 hPa, the lower the bulk density, the higher the volumetric water content ; at -330hPa, -500 hPa and -1000 hPa, the volumetric water content in the $[1.5 - 1.7 \text{ g.cm}^{-3}]$ class is lower than for the other classes of bulk density (Figure 5a, Table 4).

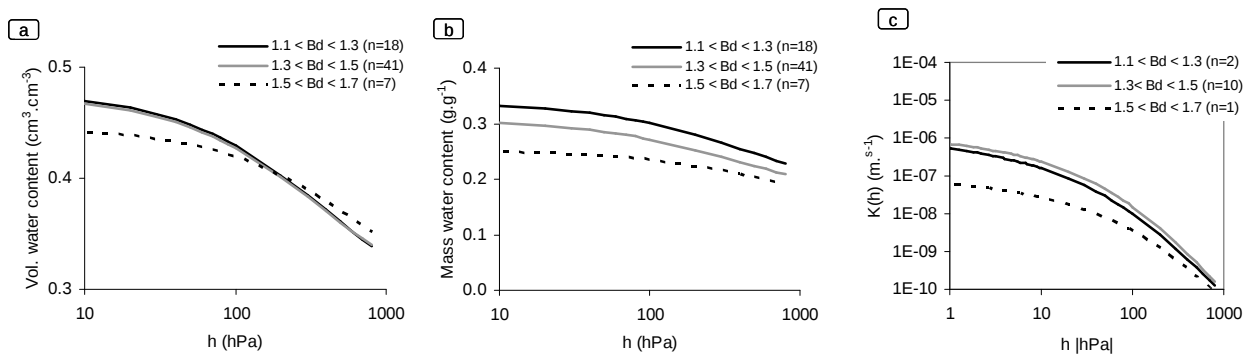


Figure 5 : Mean curve of volume water content (-a-) and mass water content (-b-) for all the texture classes, except the sand.

For the mass water content, the results are more contrasted : at -33 hPa, -100 hPa, -330 hPa and -500 hPa, the mass water content is significantly larger for lower bulk density values (Figure 5b, Table 4). At -1000 hPa, the mass water content is still larger for the lower bulk density, but this is not statistically different.

The figures 6 and 7 show the volumetric and mass water contents as functions of bulk density, for the 5 values of pore water suction. Whatever the texture, we can model the data with the following linear equations :

$$\theta = a_1 \rho_b + b_1 \quad [3]$$

and

$$w = a_2 \rho_b + b_2 \quad [4]$$

with θ the volumetric water content, w the mass water content, a_1 , b_1 , a_2 , b_2 , the linear fitting parameters. A Student t-test showed that the a_1 parameters were significantly different from zero, except at -100hPa. It means that, except at -100 hPa, there is a significant effect of the bulk density on the volumetric water content : at -33hPa, the volumetric water content decreases when the bulk density increases. From -330 hPa, the volumetric water content increases when the bulk density increases. A Student t-test showed that the a_2 parameters were significantly different from zero, except at -1000hPa. Except at -1000 hPa, when there is no effect of the bulk density on the mass water content, the mass water content decreases when the bulk density increases.

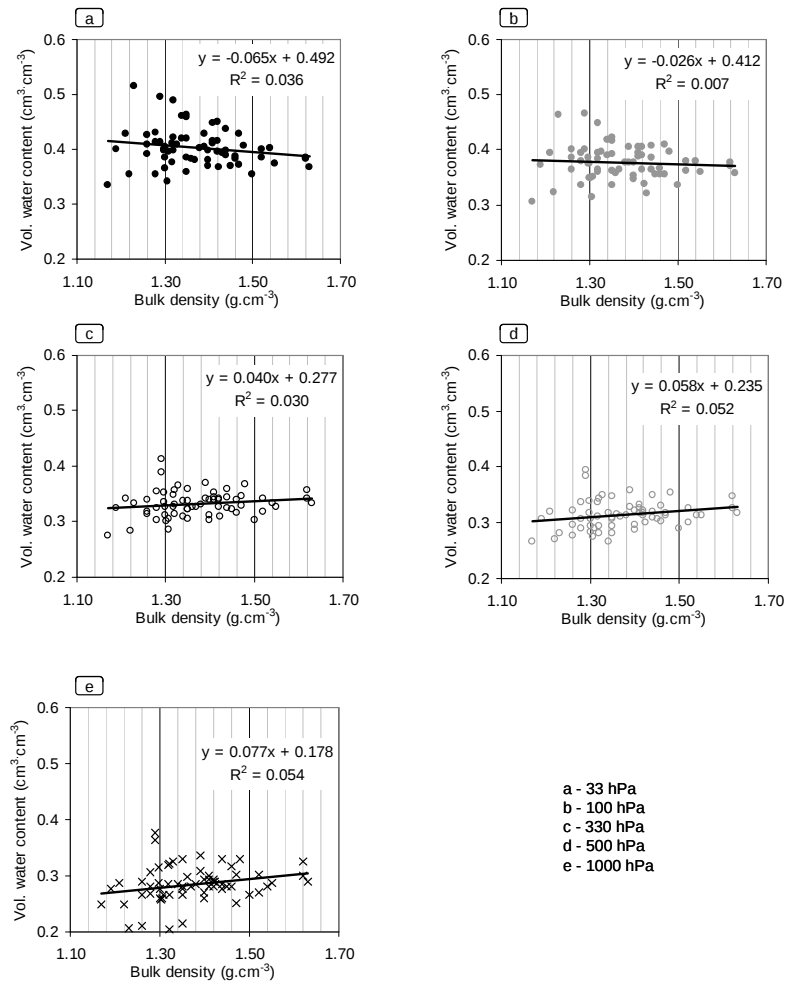


Figure 6 : Evolution of the volume water content with the bulk density, at different pore water suctions.

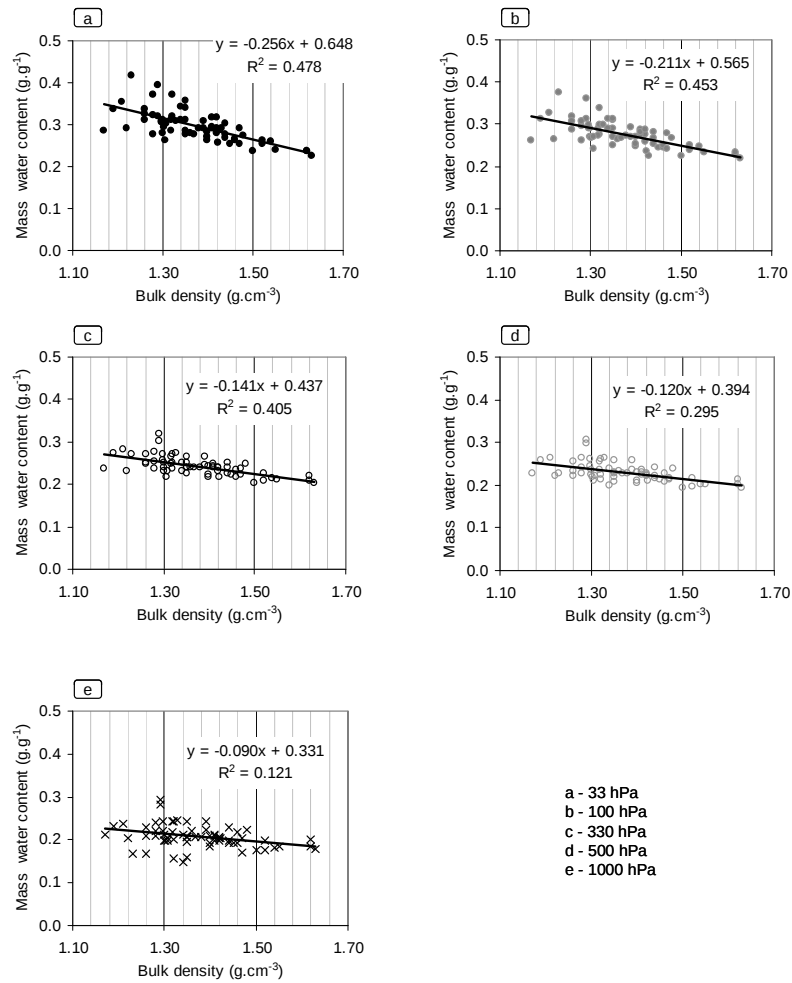


Figure 7 : Evolution of the mass water content with the bulk density, at different pore water suctions.

The hydraulic conductivity curve

The figure 8 presents the evolution of the unsaturated hydraulic conductivity for each texture class, according the three classes of bulk density. The variability in hydraulic conductivity depends strongly on the texture, especially near saturation : it ranges between $\sim 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ for the sand class to $\sim 5.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ for the more dense samples in the loamy-clay class. For the sand class and the loamy class, the bulk density does not influence the hydraulic conductivity. For the loamy-clay class, the lower the bulk density, the higher the conductivity, but the effect of the bulk density decreases in the dry range. For the clay-loam class (respectively the loamy-clay sand class), the conductivity is higher for the lower bulk density in the wet range and the three conductivity curves cross at -80 hPa (respectively at -300 hPa). The conductivity is then higher for the higher bulk density.

When we analyse the evolution of the hydraulic conductivity at a given pore water suction for all the texture classes, we see that the curves can be modeled by an exponential relationship, whose exponential coefficient decreases when the pore water suction decreases (Figures 9 and 10c).

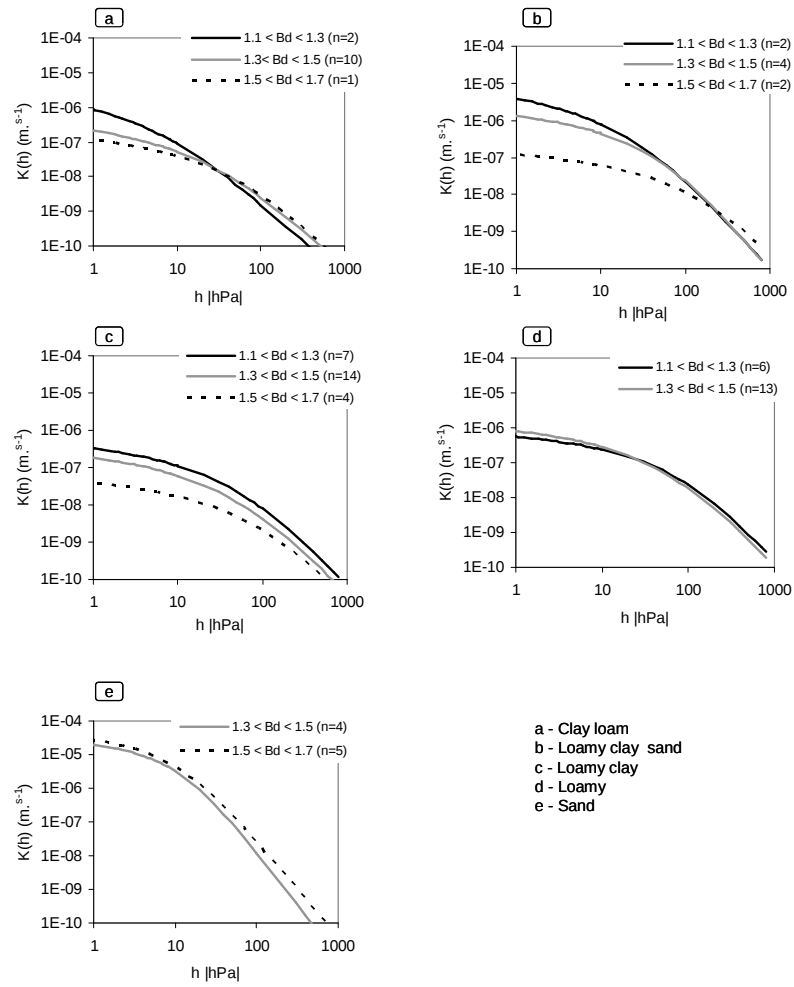


Figure 8 : Mean unsaturated hydraulic conductivity curve for each class of texture. The mean curves are determined for each class of bulk density.

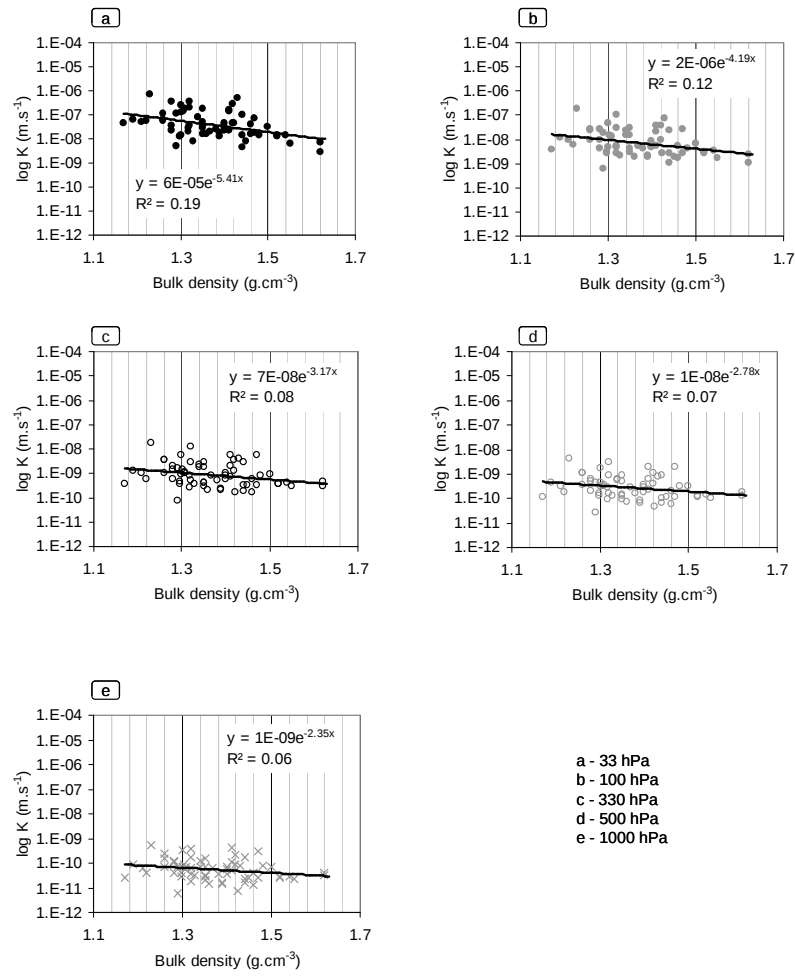


Figure 9 : Evolution of the unsaturated hydraulic conductivity with the bulk density, at different pore water suctions.

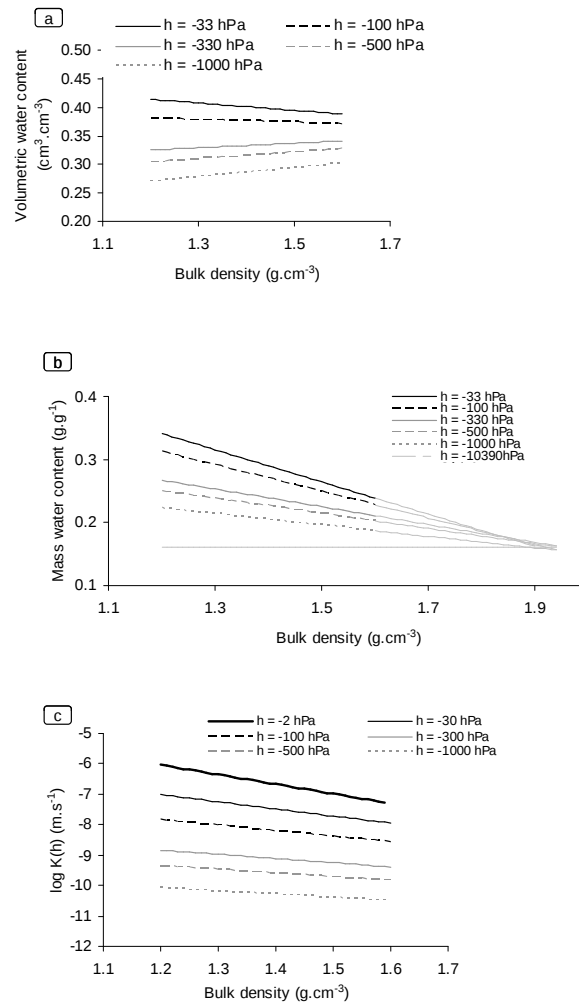


Figure 10 : Synthetic curves of water retention and unsaturated hydraulic conductivity versus the bulk density.

DISCUSSION

Hypothesis on water retention and hydraulic conductivity as functions of bulk density

The water retention curve and the hydraulic conductivity curve should present some theoretical evolution according to the bulk density. Indeed, for the water retention curve : near-to-saturation, inside a texture class, an increase in bulk density should result in a decrease of the volumetric and gravimetric water content ; in the unsaturated range, an increase in bulk density should result in a decrease of the volumetric water content whereas the gravimetric water content would remain stable, whatever the soil horizon. The behavior of these curves should show that the variation of the bulk density does not affect the textural and structural volume of pores in the same way : the structural porosity - i.e. the large pores that are due to climate, roots, fauna (Monnier *et al.*, 1973) - usually disappears while the textural porosity - i.e. the porosity due to the fabric of the elementary soil

particles like clay, silt and sand - does not vary under compaction (Bruand & Cousin, 1995 ; Richard *et al.*, 2001).

For the hydraulic conductivity curve, we expect the following behavior according to the bulk density : at saturation and in the saturation range, the conductivity should decrease when the bulk density increases, because the quantity of water that contributes to the water transfer should decrease. In the unsaturated range, we expect a behavior that should depend on a threshold of water content : either the hydraulic conductivity decreases, like in the saturated domain, or it increases because of the better surface contact between the soil aggregates. The latter behaviour has already been observed by Tamari (1994), Richard *et al.* (2001) and Sillon *et al.* (2003).

Influence of bulk density on water retention

The figure 10a and b presents the models for the evolution of the volume water content and mass water content as functions of bulk density, at different pore water suctions (from the data of figures 5 and 6). As hypothesized in the previous paragraph, the volume water content decreases with bulk density for -33 hPa and -100 hPa. For higher pore water suctions, the water content increases with the bulk density, as already discussed by Bruand *et al.* (2003) and Al Majou *et al.* (2007).

As far as the mass water content is concerned, the expected behavior is supported by our data, in the whole saturation range, say the bulk density strongly influences the mass water content in the wet range, and does not have any effect in the dry range.

If we extrapolate the models outside the bulk density range of our experimental data, we can observe that all the models cross at a given point, that is, at a bulk density equal to about 1.92-1.95 g.cm⁻³. By using equation [4], we can extend the range of the pore water suction for the mass water content-bulk density relationship, and look at this relation when the a_2 parameter is equal to zero, say when the water content is constant whatever the pore water suction (dry range). We have determined that when $a_2 = 0$, the b_2 parameter is about equal to 0.16 g.g⁻¹ and the associated straight line crosses the other ones for a bulk density equal to 1.92-1.95 g.cm⁻³. This 0.16 g.g⁻¹ water content corresponds to a pore water suction of about -7500 hPa, which is equivalent to a pore size of 0.4 μm according to the Jurin-Laplace law. This value of bulk density can be considered as the highest bulk density of natural soils, say when all the structural porosity has disappeared. It is the critical bulk density as defined by Dexter *et al.* (2007) and is consistent with the textural density of soil measured on soil pastes by Bruand & Prost (1987). Despite the fact that our results are obtained on large undisturbed soil samples in the wet range, this lack of discrepancy with other data shows that our methodology is robust.

Influence of the bulk density on the unsaturated hydraulic conductivity

From the figure 10c, we see that the hydraulic conductivity curve decreases significantly with the bulk density in the wet range, and does not depend on the bulk density in the dry range. These results are

consistent with the hypotheses proposed by Tamari (1994) and Sillon *et al.* (2003), but they are here supported by a large range of experimental data covering a larger range of loamy soil textures.

A new, simple pedotransfer function to predict the mass water content at different pore water suctions from the bulk density

We have demonstrated that the mass water content as a function of bulk density can be modeled by a linear relationship (see figures 7 and 10b and equation 4). We can also represent the a_2 and b_2 parameters of equation 4 as a function of pore water suction (Figure 11). They obey linear relationships, with the following equations :

$$a_2 = \alpha \log|h| + \beta \quad [5]$$

and

$$b_2 = \gamma \log|h| + \delta \quad [6]$$

with h , the pore water suction (hPa) and $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ fitting parameters. If these parameters are robust, a new pedotransfer function for estimating the mass water content between $h = -1$ hPa and -1000 hPa can be proposed : it depends only on the bulk density through the following equation :

$$w = [\alpha \log|h| + \beta] \times \rho_b + [\gamma \log|h| + \delta] \quad [7]$$

We have tested the $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ parameters with different datasets : from our initial dataset (66 samples, i.e. the original dataset without the sand class), we have randomly selected 14 samples. The $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ parameters have been determined on the 52 remaining samples to define the parameters of equation 7, and this new pedotransfer function has been tested on the 14 randomly selected samples. The mean error and the root mean square error between the measured water content and the estimated water content have been calculated. This whole operation has been repeated 10 times. The table 5 shows that the mean square error and the root mean square error are stable, whatever the sets of test data and validation data. As seen on figure 12, the agreement between the measured and estimated mass water content is correct, except for few points at -1000 hPa. As a consequence, we can propose the following new pedotransfer function :

$$w = [0.096 \log|h| - 0.387] \times \rho_b + [-0.192 \log|h| + 0.921] \quad [8]$$

It can be used for loamy, loamy-clay, loamy-clay-sand and clay-loam cultivated soil horizons in the -1 hPa to -1000 hPa range.

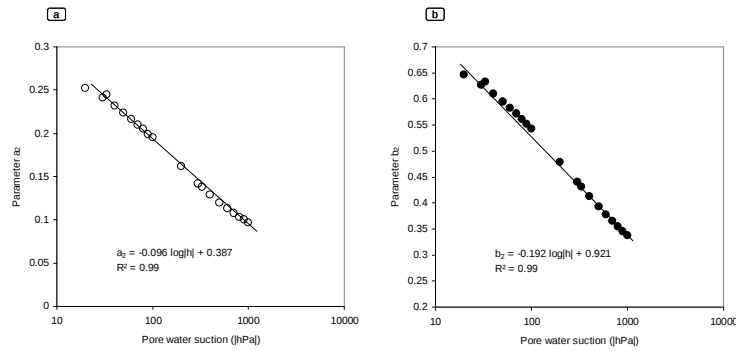


Figure 11 : Evolution of the a_2 and b_2 parameters of the equation 4 versus the pore water suction.

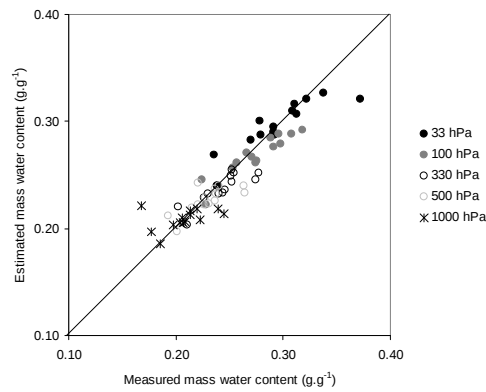


Figure 12 : Comparison of the measured mass water content with the estimated value calculated with the equation 4.

In the same way, we have tried to derive a simple pedotransfer function for the unsaturated hydraulic conductivity. The results are not presented here because it is as efficient as the pedotransfer function of Vereecken (Vereecken *et al.*, 1990 ; Vereecken, 2002), that is supposed to be the best one to estimate the unsaturated hydraulic conductivity (Wagner *et al.*, 2002), and that does not require too many soil characteristics. This is due to the low coefficient of determination of the relationship between the unsaturated hydraulic conductivity and the bulk density (Figure 9).

Trial ¹	α	β	γ	δ	R^2	ME ³	RMSE ⁴
1	-0.099	0.390	-0.195	0.923	0.83	0.127	0.115
2	-0.116	0.438	-0.219	0.978	0.84	0.068	0.047
3	-0.129	0.485	-0.236	1.058	0.85	0.101	0.058
4	-0.130	0.468	-0.240	1.039	0.73	0.111	0.068
5	-0.066	0.313	-0.134	0.789	0.86	0.124	0.074
6	-0.123	0.435	-0.232	0.996	0.75	0.106	0.066
7	-0.087	0.359	-0.178	0.877	0.81	0.105	0.069
8	-0.108	0.412	-0.209	0.956	0.9	0.061	0.034
9	-0.096	0.387	-0.192	0.921	0.93	0.054	0.035
10	-0.088	0.356	-0.177	0.870	0.87	0.095	0.06

¹ : each number corresponds to a test on a different dataset. ² : coefficient of correlation.

³ : mean error. ⁴ : root mean square error

Table 5 : Determination of the α , β , γ , δ parameters of equation 7 for different datasets composed of 51 samples. The R, ME and RMSE represent the statistical parameters associated to each quadruplet of α , β , γ , δ parameters calculated for a validation set of 15 samples (see the text for more explanations).

CONCLUSION

This work aimed at discussing the influence of the bulk density on the soil water properties of the cultivated layer. Large undisturbed soil cylinders have been sampled and the soil water properties have been determined with the Wind evaporation method. The analysis of the data has demonstrated that there are significant relationships between the soil water properties and the bulk density, especially in the case of the mass water content. A new pedotransfer function has been proposed : it can be applied in a wide range of water content for soil horizons of loamy textures. A validation procedure has shown that this pedotransfer function is robust. It depends only on the bulk density and can then be applied on large areas to characterize the soil water properties. A use of this pedotransfer function in geographical information systems could help in describing the soil water processes at large scales.

Acknowledgements : The authors are grateful to the staff of Unité de Science du Sol of INRA who have helped in field sampling and running the Wind experiments in the laboratory, especially : Hervé Gaillard, Loïc Prud'homme, Philippe Quétin and Laurent Raison.

REFERENCES

- Agyare, W.A., Park, S.J. and Vlek, P.L.G., 2007. Artificial neural network estimation of saturated hydraulic conductivity. *Vad. Zone J.*, 6(2) : 423-431.
- Al Majou H., Bruand A., Duval O., Cousin I., 2007. Variation of the water-retention properties of soils : Validity of class-pedotransfer functions. *C.R. Geoscience*, 9 : 632-639.
- Baker, L. and Ellison, D., 2008. Optimisation of pedotransfer functions using an artificial neural network ensemble method. *Geoderma*, 144(1-2) : 212-224.
- Bouma, J. and Van Lanen, H.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land quality. In : P.A.B. K.J. Beek, D.E. MacCormack (Editor), *ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures*. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., Publ. n°6, Enschede, The Netherlands, pp. 106-111.
- Bruand A., Cousin, I. 1995. Variation of textural porosity of a loamy-clay soil during compaction. *Eur. J. Soil Sci.*, 46 : 377-385.
- Bruand, A., Fernandez, P.N. and Duval, O., 2003. Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use Man.*, 19(3) : 232-242.

- Bruand, A. and Prost, R., 1987. Effect of water-content on the fabric of a soil material - An experimental approach. *J. Soil Sci.*, 38(3) : 461-472
- Dexter, A.R., 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120, 210-214.
- Dexter, A.R., Czyz, E.A., Richard, G. and Reszkowska, A., 2008. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma*, 143(3-4) : 243-253.
- Jamagne, M., 1967. Bases et techniques d'une cartographie des sols. *Ann. Agron.*, n° hors série 18, 142 p.
- Jones, C.A., 1983. Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 1208-1211.
- Jana, R.B., Mohanty, B.P. and Springer, E.P., 2008. Multiscale Bayesian neural networks for soil water content estimation. *Wat. Res. Res.*, 44(8).
- Liu, Z.X., Shu, Q.S. and Wang, Z.Y., 2007. Applying pedo-transfer functions to simulate spatial heterogeneity of cinnamon soil water retention characteristics in western liaoning province. *Wat. Res. Man.*, 21(10) : 1751-1762.
- Merdun, H., Cinar, O., Meral, R. and Apan, M., 2006. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Till. Res.*, 90(1-2) : 108-116.
- Minasny, B. *et al.*, 2004. Neural networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68(2) : 417-429.
- Minasny, B. and McBratney, A.B., 2002. The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. *Geoderma*, 107(1-2) : 55-70.
- Minasny, B., McBratney, A.B. and Bristow, K.L., 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, 93(3-4) : 225-253.
- Mohrath, D., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J.C. and Bourlet, M., 1997. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61(3) : 725-735.
- Monnier, G., Fiès, J.C. & Stengel, P. 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux : application à l'analyse de la porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24 : 533-545.
- Nemes, A., Schaap, M.G., Leij, F.J. and Wosten, J.H.M., 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *J. Hydrol.*, 251(3-4) : 151-162.
- Pachepsky, Y.A. and Rawls, W.J., 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *Eur. J. Soil Sci.*, 54(3) : 443-451.
- Poulsen, T.G., Moldrup, P., Iversen, B.V. and Jacobsen, O.H., 2002. Three-region Campbell model for unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66(3) : 744-752.

- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guérif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil : influence on unsaturated hydraulic properties. *Eur. J. Soil Sci.*, 52(1) : 49-58.
- Sillon, J.F., Richard, G. and Cousin, I., 2003. Tillage and traffic effects on soil hydraulic properties and evaporation. *Geoderma*, 116(1-2) : 29-46.
- Tamari, S., 1994. Relations Between Pore-Space And Hydraulic-Properties In Compacted Beds Of Silty-Loam Aggregates. *Soil Tech.*, 7(1) : 57-73.
- Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J., Chadoeuf, J., 1993. A simple method for determining soil hydraulic-properties in the laboratory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(3) : 642-651.
- Twarakavi, N.K.C., Saito, H., Simunek, J. and van Genuchten, M.T., 2008. A new approach to estimate soil hydraulic parameters using only soil water retention data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72(2) : 471-479.
- van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-Form Equation For Predicting The Hydraulic Conductivity Of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5) : 892-898.
- van Genuchten, M.T. and Nielsen, D.R., 1985. On Describing And Predicting The Hydraulic-Properties Of Unsaturated Soils. *Ann. Geoph.*, 3(5) : 615-627.
- Vereecken, H., 2002. Comment on the paper, "Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set". *Geoderma*, 108(1-2) : 145-147.
- Vereecken, H., Maes, J. and Feyen, J., 1990. Estimating Unsaturated Hydraulic Conductivity From Easily Measured Soil Properties. *Soil Sci.*, 149(1) : 1-12.
- Wagner, B. *et al.*, 2002. Reply to comments on "Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set". *Geoderma*, 108(3-4) : 301-304.
- Weynants, M., Vereecken, H. and Javaux, M., 2009. Revisiting Vereecken Pedotransfer Functions : Introducing a Closed-Form Hydraulic Model. *Vad. Zone J.*, 8(1) : 86-95.
- Wind, G.P., 1966. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In : E. P.E. Rijtema and H. Wassink (Editor), *Water in the Unsaturated Zone*, Gentbrugge, Belgium, pp. 181–191.
- Wosten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A. and Le Bas, C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90(3-4) : 169-185.
- Yang, S.E. and Huang, Y.F., 2009. Application Of Support Vector Machine Based On Time Series For Soil Moisture And Nitrate Nitrogen Content Prediction. *Computer and computing technologies in agriculture*, Volume 3 : 2037-2045.

ANNEXE E – Article Partie 2

The influence of compaction on soil hydraulic properties. Part 2 : Evaluation of pedotransfer functions to predict the effect of bulk density

M.P. Lefebvre, G. Richard, I. Cousin*

INRA, Unité Science du Sol, 2163 Avenue de la Pomme de Pin, BP 20619, 45166 Olivet Cedex, France

*Corresponding author :

Phone : + 33 2 38 41 48 03

Fax : + 33 2 38 41 78 69

E-mail : Isabelle.Cousin@orleans.inra.fr

Keywords : pedotransfer function, bulk density, water retention, hydraulic conductivity

ARTICLE SOUMIS LE 23.10.09 A VADOSE ZONE JOURNAL

(REF : V09-151)

LIST OF SYMBOLS

θ	volumetric water content ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
θ_s	saturated volumetric water content ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
θ_{sc}	saturated volumetric water content of compacted soil ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
θ_r	residual volumetric water content ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
θ_{rc}	residual volumetric water content of compacted soil ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
w	gravimetric water content (g g^{-1})
h	water potential (hPa)
h_a	air entry value (hPa)
h_{ac}	air entry value of compacted soil (hPa)
α	parameter of the van Genuchten and Mualem-van Genuchten equation (cm^{-1})
n	parameter of the van Genuchten and Mualem-van Genuchten equation (dimensionless)
l, l^*	parameter accounting for the correlation between pores and flow path tortuosity in the Mualem-van Genuchten equation (dimensionless)
BD	soil bulk density (g cm^{-3})
BD_i	soil bulk density of compacted soil (g cm^{-3})
BD_s	soil solid density (g cm^{-3}) here equal to 2.65 g cm^{-3}
K	hydraulic conductivity (m s^{-1})
K_s	saturated hydraulic conductivity (m s^{-1})
K_{sc}	saturated hydraulic conductivity of compacted soil (m s^{-1})
λ	index of pore-size distribution (dimensionless)
λ_c	index of pore-size distribution of compacted soil (dimensionless)
γ	specific parameter of the Assouline <i>et al.</i> (1997) PTF (dimensionless)
Cl	percent clay (%)
Si	percent silt (%)
Sa	percent sand (%)
OM	percent organic matter (%)
OC	percent organic carbon content (%) such as $OM = 1.72 \times OC$
$M50$	median sand particle size (dimensionless)
topsoil	qualitative variable (equal to 1)
subsoil	qualitative variable (equal to = 0)

ABSTRACT

Pedotransfer functions (PTFs) are recognized as being very useful to estimate the hydrodynamic properties of soil, such as water retention and hydraulic conductivity curves. In this work, we tested four PTFs to assess their capacity for providing relevant soil hydrodynamic properties when soil is subjected to compaction. These PTFs, consisting of mathematical equations, were those formulated by Vereecken *et al.* (1989), Wösten (1997), Assouline *et al.* (1997) and Wösten *et al.* (1999). Their partial derivatives as a function of bulk density were calculated and assessed, taking into account the theoretical evolution of soil hydrodynamic properties after compaction. Two experimental databases (SOLHYDRO and MONSHYDRO) were used and the estimation of soil hydrodynamic properties with these PTFs were statistically compared to experimental data. We show that the PTF formulated by Assouline *et al.* (1997) may be the most efficient for characterizing soil water properties after compaction, provided that parameter θ_s is well-characterized. In other cases, we demonstrate that the PTF formulated by Vereecken *et al.* (1989) is the most efficient for estimating the water retention curve and that the PTF formulated by Wösten *et al.* (1999) is the most efficient for characterizing the hydraulic conductivity curve.

INTRODUCTION

Soils are recognized as very sensitive and the EU has recently identified seven threats to soils that can modify their properties (European Union, 2002). One of these threats is soil, compaction which is known to strongly modify soil structure (Gupta *et al.*, 1989), and thus soil hydrodynamic properties (water retention and hydraulic conductivity) and soil functioning (Richard *et al.*, 2001). One way of estimating the hydrodynamic properties of a soil consists in using pedotransfer functions (PTF), based on easily accessible soil parameters such as soil texture, soil organic carbon content, soil bulk density (Bouma & Van Lanen, 1987). The ability of PTFs to estimate soil hydrodynamic properties depends on :

the accuracy of the prediction. This is linked to the experimental soil data used to create relationships between soil hydrodynamic properties and other soil parameters. The quality of such experimental data has to be assessed so that a precision value can be associated with the PTF equation or PTF value. Finke *et al.* (1996) explained the uncertainty associated with PTFs by two factors : the uncertainty linked to the spatial variability of the basic soil parameters, and the uncertainty of the pedotransfer functions itself, that is to say the uncertainty in the mathematical equation used for the PTF.

The relevance of the soil parameters used to characterize the soil water properties. For example, regarding compaction, parameters describing soil structure, like bulk density, aggregate distribution or penetration resistance (Pachepsky & Rawls, 2003) would be useful.

The context in which the PTF is used. If the initial set of data used to derive the PTF is large and covers a large area, the PTF may be useful for this area though suffer from imprecision. On the contrary, if the initial set of data covers a narrow range, the PTF will be very efficient when used in the same agro-pedological context but false elsewhere. As first demonstrated by Petersen *et al.* (1968), an efficient strategy consists in using different PTFs after stratification of the dataset taken into account when applying the PTFs. This stratification is usually performed on the basis of soil texture or soil structure and is particularly significant when class pedotransfer functions are used (Bruand *et al.*, 2003 ; Al Majou *et al.*, 2008). As far as compaction is concerned, packing density can be used as a stratification parameter (Renger, 1971) in addition to bulk density (Bruand *et al.*, 2003). In the context of developing hydropedology strategies, some authors also propose stratifying the dataset on the basis of a qualitative description of structure, available in most soil databases (Pachepsky & Rawls, 2006). The validity of PTFs for estimating soil hydrodynamic properties has already been discussed by several authors. Williams *et al.* (1992), Tietje & Tapkenhinrichs (1993) and Kern (1995) have discussed the validity of numerous pedotransfer functions that estimate the soil water retention curve. Recently, Wagner *et al.* (2001), Vereecken (2002) and Wagner *et al.* (2002) have discussed certain well-known pedotransfer functions used to estimate both the water retention curve and the hydraulic conductivity curve. They demonstrated the great importance of the saturated hydraulic conductivity parameter and underlined the difficulty of using pedotransfer functions in the saturation range, where the effect of macropores, thus soil texture, is decisive.

In this paper, we focus on the effect of compaction. Our objective is to discuss the ability of certain pedotransfer functions to estimate the evolution of soil hydrodynamic properties due to compaction. Consequently, we chose bulk density as a synthetic variable of interest to characterize this soil threat. We also selected pedotransfer functions that : i) explicitly use bulk density as a soil parameter, and ii) estimate both the water retention curve and the hydraulic conductivity curve. Finally, we also chose two experimental databases that contain this soil parameter : the SOLHYDRO database (Cousin *et al.*, 2009) and the MONSHYDRO database. We will first discuss the theoretical variation of the water retention curve and the hydraulic conductivity for each PTF as a function of bulk density. We will then compare the hydrodynamic properties estimated by the PTFs to experimental data available in the databases.

MATERIALS AND METHODS

1. Description of measured data for the statistical analysis

The measured data originate from two French databases : SOLHYDRO and MONSHYDRO. In both databases, the water retention curve is characterized by the van Genuchten equation and the hydraulic conductivity curve is represented by the Mualem-van Genuchten equation (van Genuchten, 1980). In both databases, hydrodynamic properties were determined by the evaporation method (Wind, 1968) in

cylinders 15 cm in diameter and 7.5 cm high. The experiment consists in recording the loss of mass and water potential at different depths in a soil cylinder initially saturated and then subjected to evaporation. Firstly, the van Genuchten parameters of the water retention curve (θ_s , θ_r , α and n) are estimated by the Wind algorithm (Mohrath *et al.*, 1997). Secondly, once the Van Genuchten parameters are fixed, the saturated hydraulic conductivity K_s is estimated. As a consequence, K_s does not really describe the saturated hydraulic conductivity of the horizon but must be considered as a fitting parameter. As a consequence, the two databases are filled by the θ_s , θ_r , α , n , and K_s parameters of the Mualem-Van Genuchten equations.

The two databases are different :

[1] The SOLHYDRO database contains 75 undisturbed soil samples taken from the surface (0-30 cm) of different sites in France with different textures and bulk densities. Only the surface samples were used because the bulk density varies considerably in this horizon due to tillage and traffic. The samples belong to different soil textures : Loamy, Loamy Clay, Clay Loam, Loamy Clay Sand and Sand (see Cousin *et al.*, 2009).

[2] The MONSHYDRO database contains 23 soil samples taken from the surface of a single site with a loamy texture. Remoulded samples were made from dry aggregates of 2-3 cm in size. Their bulk density varies from 1.10 to 1.58 g cm⁻³.

As no clay soils were collected in our databases, we gathered the samples in two major texture classes : loamy and sandy soils (percentage of sand higher than 80%). To analyze the effect of compaction, the samples were classified according to three classes of bulk density : ≤ 1.30 g.cm⁻³, 1.31-1.49 g.cm⁻³, ≥ 1.50 g cm⁻³. Depending on the texture, certain classes of bulk density are not represented in the SOLHYDRO database.

2. Selected pedotransfer functions

From the literature, we chose four PTFs that predict θ_s , θ_r , α , l , n and K_s as a function of BD : Vereecken *et al.* (1989 ; 1990, 2002), Wösten (1997), Wösten *et al.* (1999), Assouline *et al.* (1997). They are presented in Appendix A.

Vereecken *et al.* (1989) developed PTFs for a set of soil horizons in Belgium with various textures. These PTFs were derived to estimate the parameters of van Genuchten's model for the water retention curve. The same database has been used to estimate the parameters of the hydraulic conductivity curve (Vereecken *et al.*, 1990 and 2002) by using Gardner's curve (1958). The hydraulic properties θ_s , θ_r , α , n , l and K_s were obtained as a function of basic soil properties such as particle-size distribution, bulk density and organic carbon content.

Wösten (1997) derived PTFs from soil horizons in the Netherlands to estimate the water retention and hydraulic conductivity functions. He developed class PTFs according to soil texture, by separating sandy soils from loamy and clayey soils and defining the type of horizon as either topsoil or subsoil.

The water retention curve was described by the Van Genuchten model while the unsaturated hydraulic conductivity curve was described by the Mualem -van Genuchten model.

Wösten *et al.* (1999) also developed PTFs from a European database of soil horizons (from 12 countries) to estimate the water retention and unsaturated hydraulic conductivity curves. The database contained 5521 soil horizons, including replicates. The water retention curve was described by the Van Genuchten model and the unsaturated hydraulic conductivity curve was described by the Mualem -van Genuchten model.

Assouline *et al.* (1997) investigated two soils from Brazil in order to develop PTFs predicting the evolution of hydraulic properties when soil is compacted. Therefore, their approach was different from those of the preceding authors : it consisted in modifying the parameters of the water retention and unsaturated hydraulic conductivity curves for the compacted soil as a function of the non-compacted soil. Consequently, the PTF parameters of Assouline *et al.* (1997) were derived from the initial hydraulic properties of soil samples such as initial bulk density, initial residual water content, initial air entry value, and initial pore-size distribution index λ . In our calculations, the initial parameters were chosen in the following way : for the MONSHYDRO database, the less compacted sample with a bulk density equal to 1.1 g cm^{-3} was chosen as reference sample. For the SOLHYDRO database, the sample with the lowest bulk density in each texture class was selected as a reference. It corresponded to bulk densities equal to 1.21 g.cm^{-3} for the Loamy class, 1.19 g.cm^{-3} for the Loamy Clay class, 1.17 g.cm^{-3} for the Clay Loam class, 1.28 g.cm^{-3} for Loamy Clay Sand class and 1.42 g.cm^{-3} for the Sand class. For the calculation of the estimated water content and unsaturated hydraulic conductivity, parameter θ_s of the Van Genuchten equation was not estimated by the PTF from Assouline *et al.* We then used two ways to determine its value : firstly, as suggested by Assouline *et al.* (1997), we considered that parameter θ_s was equal to the porosity and estimated its value with the bulk density and the solid density (taken equal here to 2.65 g.cm^{-3}). Secondly, we used parameter θ_s of the Van Genuchten equation on the experimental data.

Finally, the PTF formulated by Assouline *et al.* (1997) cannot be used without estimating parameter γ which depends on soil type. Unfortunately, this parameter is difficult to measure and we do not have it in our databases. After a sensitivity analysis, parameter γ was set as being equal to 0.1 (see Appendix B).

3. Theoretical analysis of the effect of bulk density on hydraulic properties.

Firstly, the partial derivatives of the selected PTFs with respect to bulk density were calculated, the other variables being held constant (except for the Assouline *et al.* (1997) PTF). We analyzed only the derivatives that depended on bulk density.

Secondly, we analyzed the effect of bulk density by calculating the water retention the unsaturated hydraulic conductivity curves with each PTF, for three soils : Palotina, Arrou and Rivaulde (Table 1). Palotina is a clay soil used by Assouline *et al.* (1997) as a reference. Arrou is a loamy soil while

Rivaulde is a sandy soil and both are in the SOLHYDRO database. All the PTFs were fitted for these three soils with three bulk density values : 1.1, 1.3 and 1.5 g cm⁻³. For the water retention curve, we used both a volumic reference and a mass reference to determine water content. Both are linked by the following relationship : $w(h) = \theta(h) \times \frac{\text{water bulk density}}{\text{soil bulk density}}$ assuming a water density equal to 1 g.cm⁻³. Here, we do not take into account soil samples with shrinkage and therefore assume that soil bulk density is independent of water content.

Soil	Clay	Silt	Sand	Organic carbon	Solide Bulk density	Soil Bulk densities
	g kg ⁻¹				kg m ⁻³	
Clayey soil (Palotina)	830	110	60	2.3	2.94	1.10-1.30-1.50
Loamy soil (Arrou)	136	804	60	18.0	2.65	1.10-1.30-1.50
Sandy soil (Rivaulde)	37	64	899	13.5	2.65	1.10-1.30-1.50

Table 1 : Model of soils selected to analyze the behaviour of the pedotransfer functions.

2.4. Comparison between measured data and estimated data for the samples of the two databases.

To evaluate the predictive ability of the selected PTFs according to bulk density, the water retention curve and the unsaturated hydraulic conductivity were also estimated for all the soils in the SOLHYDRO and MONSHYDRO databases, by using soil data such as bulk density, texture and carbon organic content. The performance of the PTFs was described by statistical indexes calculated between measured and predicted data for three classes of bulk density. Also used were Mean Error (*ME*) to describe the bias, Root Mean Square Error (*RMSE*) to describe the precision, and correlation coefficient (*r*) to qualify the linearity of the relationship between the measured and predicted data :

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad [1]$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right]^{0.5} \quad [2]$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (O - \bar{O})(P - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (O - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (P - \bar{P})^2}} \quad [3]$$

where P_i and O_i are respectively the predicted and observed values, N is the number of cases, $\bar{O}$ is the mean value of total observed values and $\bar{P}$ is the mean value of total predicted values.

Each statistical index was calculated with the values of volumetric water content and hydraulic conductivity at six water potentials : -10, -33, -100, -330, -500 and -1000 hPa. To ensure consistency, the *MSE* and *RMSE* indexes were not calculated directly from the unsaturated hydraulic conductivity values, but after log-transformation of the data.

RESULTS

1. Theoretical analysis of the effect of bulk density on soil hydraulic properties for each pedotransfer function.

The effect of bulk density is described here by the calculation of the partial derivatives of each selected PTF. The relationships between bulk density and parameters θ_s , θ_r , α , n and K_s are expressed by the sign of the result. If the derivative has a positive (respectively negative) value, an increase in bulk density leads to an increase (respectively a decrease) of the value of the estimated parameter. As seen in table 2, the derivative of the θ_s parameter is always negative, meaning that an increase in bulk density results in a decrease of parameter θ_s , even for the Wösten (1997) PTF for sandy soils. These observations are confirmed by the volumetric water content near saturation, as seen on the charts in figures 2 to 4. In the PTFs studied here, the θ_r parameter is not sensitive to bulk density, which is surprising because it represents the water content of small sized pores. It can be assumed that the quantity of such pores in a given volume of soil increases with bulk density. Consequently, θ_r should depend on bulk density. From the theoretical evolution of the water retention curve with bulk density, parameter α should decrease when bulk density increases, but within a short range. The PTF formulated by Vereecken *et al.* (1989) obeys this assumption (Table 2). Table 2 shows that for the PTFs formulated by Wösten (1997) and Wösten *et al.* (1999), the derivative of parameter α with bulk density can be either positive or negative, which is not completely consistent. On the contrary, the derivative of parameter n is always negative, which is consistent with a decrease of this parameter when bulk density increases. Finally, even in the case of the Wösten (1997) PTF for loamy and clayey soils, the derivative of parameter K_s is always negative, which is consistent with the effect of bulk density, whose increase leads to a decrease in K_s .

Whereas the calculations of the derivatives give some information about the evolution of the water retention curve and the hydraulic conductivity curve, it is necessary to analyze the consistency of the PTFs with the texture classes, because the derivatives not only depend on bulk density but also usually depend on texture. The hypotheses on the effect of bulk density on the water retention curve and unsaturated hydraulic conductivity are given in Cousin *et al.* (2009). Briefly, the effect should be the following : for the water retention curve near saturation inside a texture class, an increase in bulk density should result in a decrease in the volumetric and gravimetric water content ; however, in the unsaturated range, an increase in bulk density should result in a decrease in volumetric water content whereas the gravimetric water content should remain stable, whatever the soil horizon (Figure 1). As for the unsaturated hydraulic conductivity curve, a increase in bulk density should result in a decrease in the saturated hydraulic conductivity value. The slope of the curve should be either equal or slightly lower when bulk density increases.

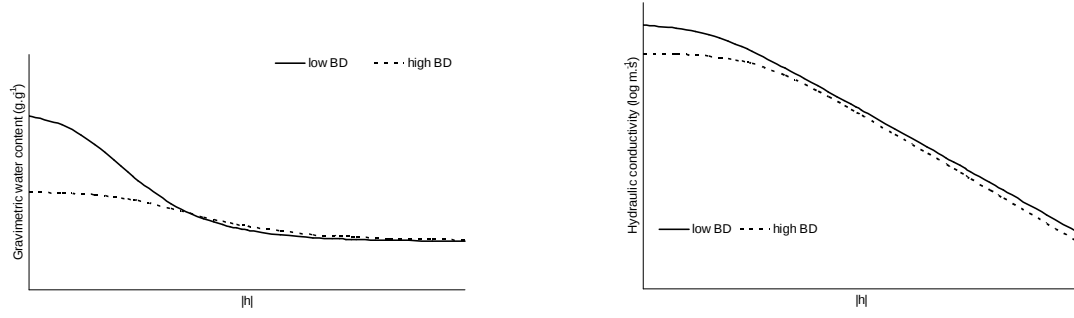


Figure 1 : Generalized form of the water retention curves and hydraulic conductivity curve with bulk density.

The charts in figure 2, calculated with the three soil models (Palotina, Rivaulde and Arrou), show that the water retention curve calculated with the PTF from Vereecken *et al.* (1989) evolves as expected, except for the clayey soil. All the hydraulic conductivity curves are parallel, and the effect of a modification of bulk density seems to have an effect only on parameter K_s . As far as the Wösten (1997) PTF is concerned, the evolution of the water retention curve for a sandy soil is not consistent (Figure 3), and the evolution of the PTF formulated by Wösten *et al.* (1999) is not consistent for the loamy and sandy soil, but is correct for the clayey soil (Figure 4). The same observations are true for the unsaturated hydraulic conductivity curve. The case of the PTF from Assouline *et al.* (1997) was not analyzed through the calculations of the derivatives ; the water retention curve evolves as expected for the clayey soil, but is less consistent for the loamy and sandy soils (Figure 5). On the contrary, the unsaturated hydraulic conductivity curve evolves consistently, whatever the texture.

Parameter	θ_s	θ_r	α	n	K_s
Derivative $\frac{\partial}{\partial(BD)}$	$\frac{\partial}{\partial(BD)}\theta_s$	$\frac{\partial}{\partial(BD)}\theta_r$	$\frac{\partial}{\partial(BD)}\ln(\alpha)$	$\frac{\partial}{\partial(BD)}\ln(n)$	$\frac{\partial}{\partial(BD)}\ln(K_s)$
Vereecken et al. (1989)	-0.283	0	-2.617	0	-8.43
Wösten (1997) for sandy soils	$-\frac{0.708}{BD^2}$ $+0.00718(Cl+Si)$	0	$-102.1+45.22 BD$ $+\frac{70.6}{BD^2}$	$\frac{2.67}{BD^2}$ $-0.0721(Cl+Si)-1$	$-2.942 BD$
Wösten (1997) for loamy and clayey soils	-0.2617	0	$-4.596 BD$ $+\frac{12.41}{BD^2}-1.263 OM$	$-\frac{1.224}{BD^2}$ $+0.0651 OM -1$	$64.8-44.42 BD$ $-4.71 OM$
Wösten et al. (1999)	-0.29619 -0.000619 <i>Cl</i> -0.001183 <i>OM</i>	0	$15.29-9.342 BD$ -0.04546 <i>Si</i> -0.4852 <i>OM</i>	$45.5-14.48 BD +$ $\frac{12.8}{BD^2} - \frac{44}{BD}$ -0.02264 <i>Cl</i> $+0.0896 OM -1$	-1.934 <i>BD</i> -0.01398 <i>Cl</i> -0.1673 <i>OM</i>

Table 2 : Derivatives of the Mualem-Van Genuchten parameters versus the bulk density for each PTF.

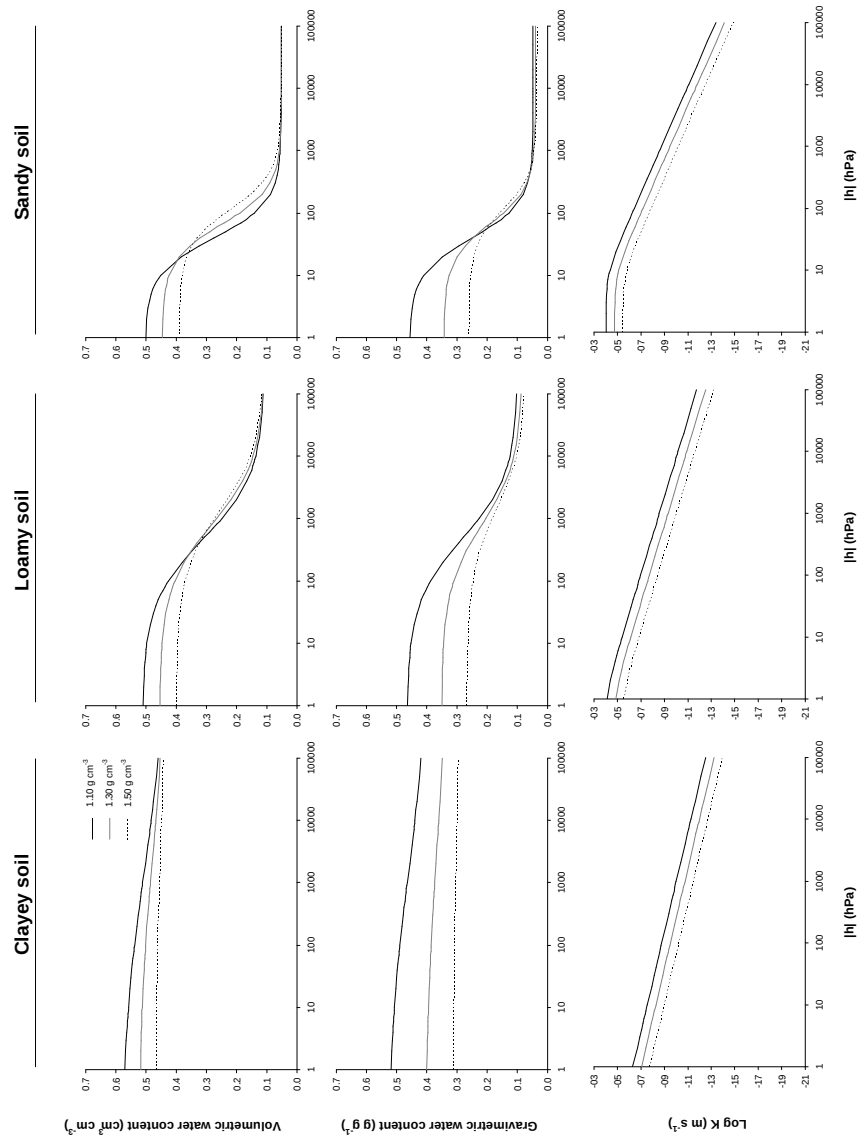


Figure 2 : Volumetric and gravimetric water retention curves and unsaturated hydraulic conductivity curve fitted with PTFs formulated by Vereecken *et al.* (1989) for three soils (table 1) and three Bulk Density (*BD*) values.

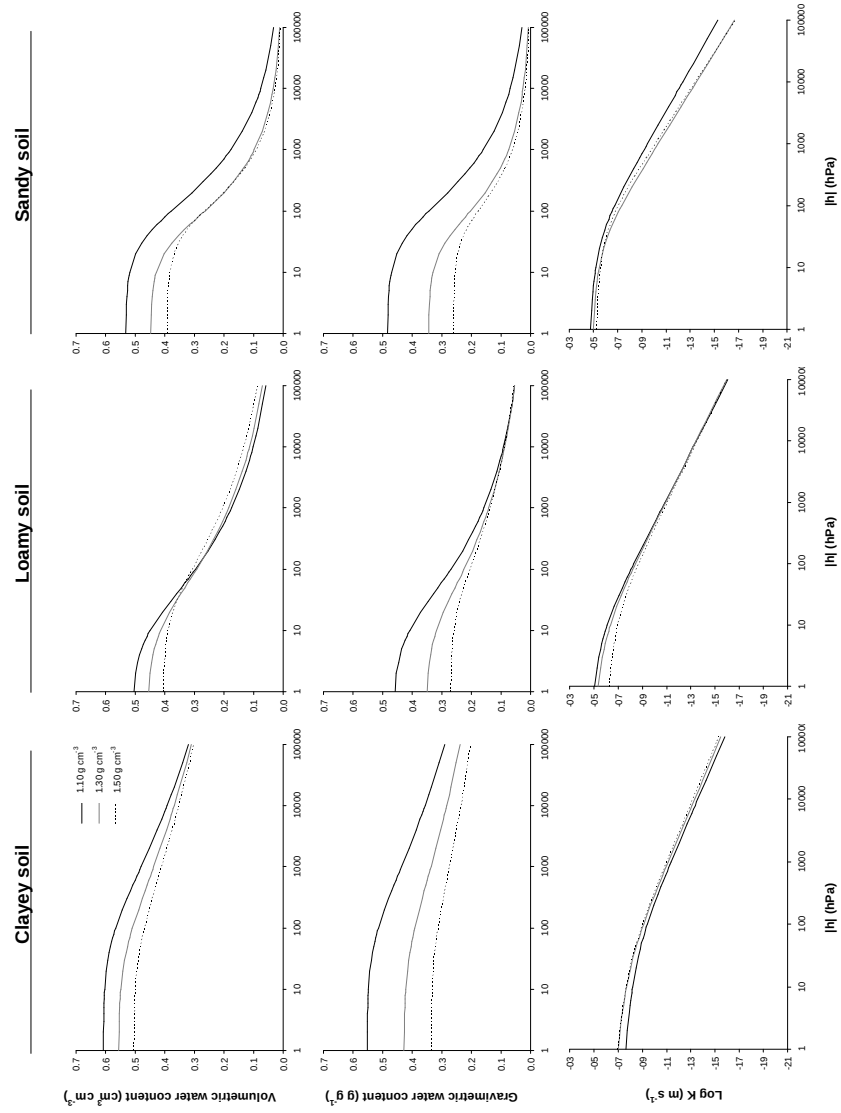


Figure 3: Volumetric and gravimetric water retention curves and an unsaturated hydraulic conductivity curve fitted with Wösten (1997) PTFs for three soils (table 1) and three Bulk Density (BD) values.

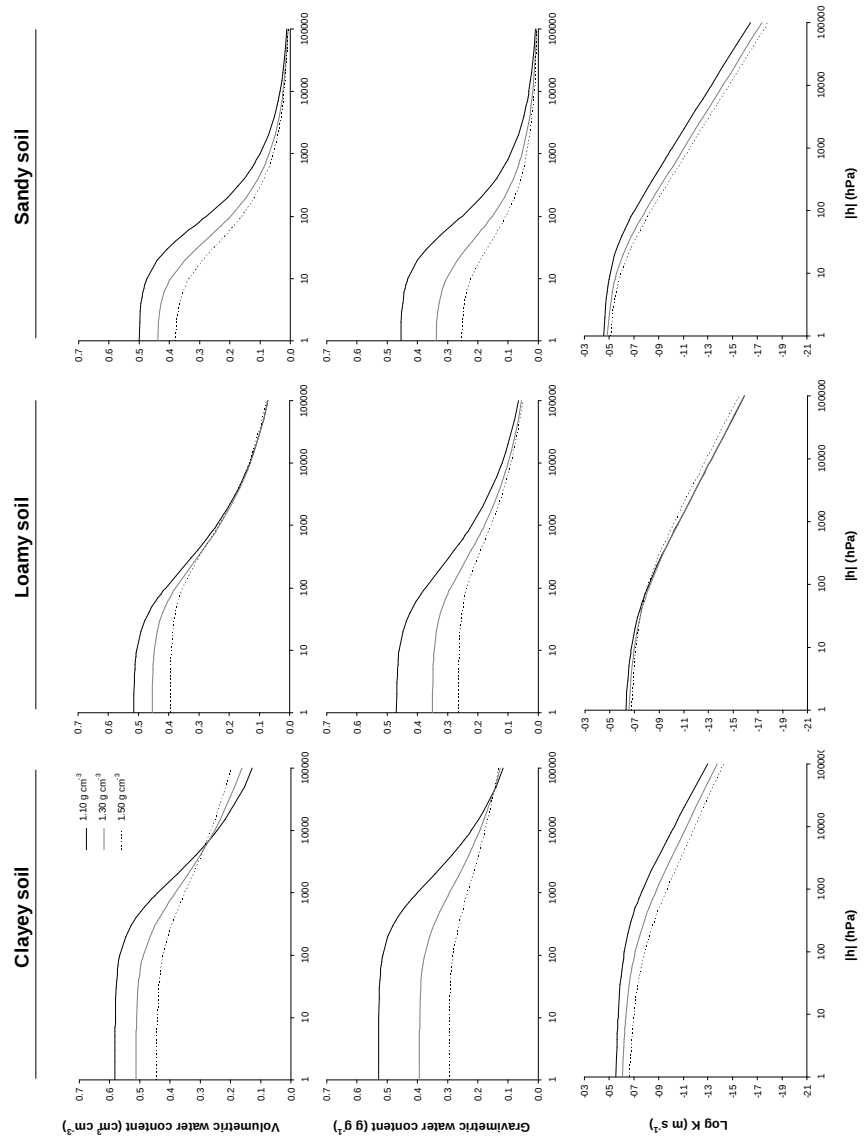


Figure 4 : Volumetric and gravimetric water retention curves and unsaturated hydraulic conductivity curve fitted with Wösten (1999) PTFs for three soils (table 1) and three Bulk Density (BD) values.

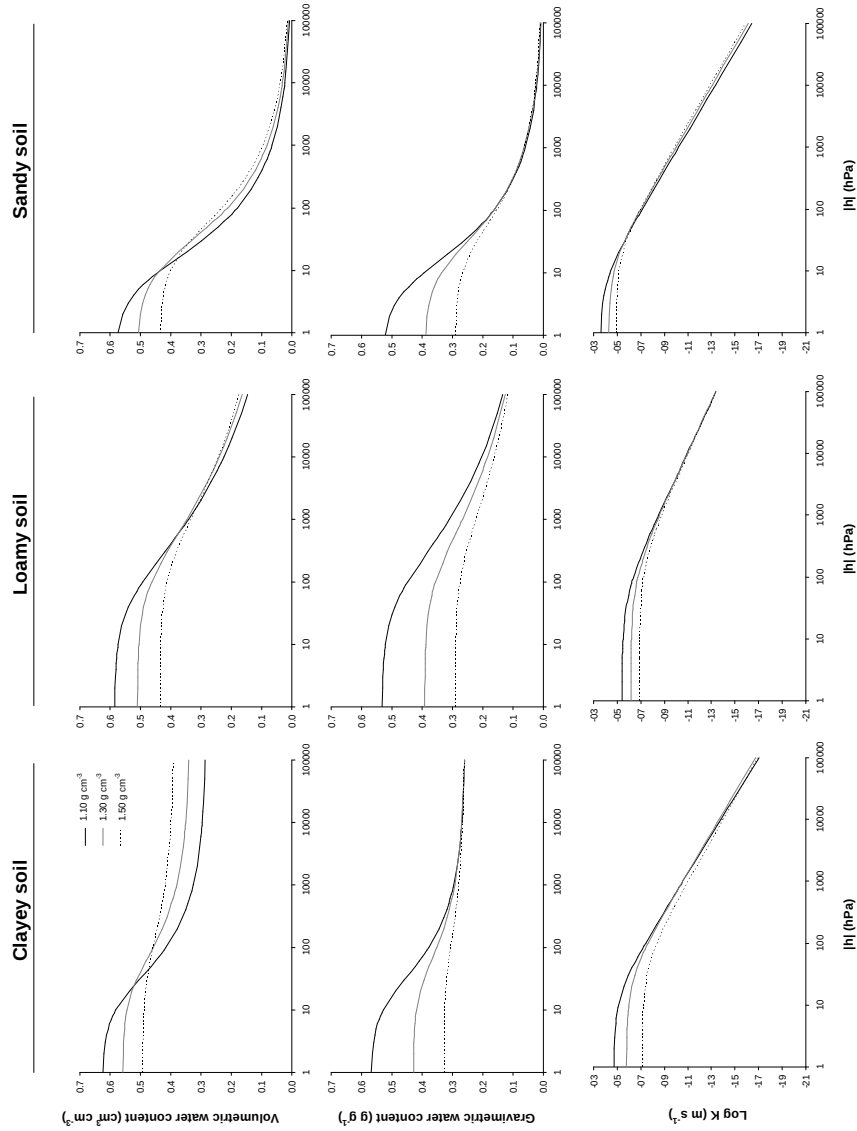


Figure 5 : Volumetric and gravimetric water retention curves and unsaturated hydraulic conductivity curve fitted with Assouline (1997) PTFs for three soils (table 1) and three Bulk Density (BD) values.

3.2. Use of pedotransfer functions to analyze the effect of bulk density : validation with the SOLHYDRO and MONSHYDRO databases

Scatter plots of measured and predicted data are presented to evaluate the selected PTFs at six water potentials (Figures 6 to 8). The ME and $RMSE$ indexes are also presented in tables 3 and 4. Each PTF is fitted for two textures (Loamy and sandy soils) for the SOLHYDRO database and a single loamy soil from the MONSHYDRO database.

It can be seen that the PTF formulated by Assouline *et al.* (1997) is very sensitive to parameter θ_s . Indeed, as demonstrated in Table 3 for the water retention curve, the ME and $RMSE$ values are very low and the r value is very high when the θ_s parameter is taken as equal to the value calculated for the experimental data. In this case, the PTF from Assouline *et al.* (1997) is the most efficient for estimating both the water retention curve and the unsaturated hydraulic conductivity, whatever the soil

type and soil bulk density. On the contrary, the *ME* and *RMSE* values are lower when parameter θ_s is taken as equal to the porosity calculated from the bulk density. Nevertheless, this is the only way to run the PTF formulated by Assouline *et al.* (1997) given the lack of information on the soil to be investigated. In this case, the performance of the Assouline PTF requires discussion (see the following paragraphs).

SOLHYDRO – loamy soils

		Vereecken et al. (1989)	Wösten (1997)	Wösten et al. (1999)	Assouline et al. (1997)	
<i>ME</i>	[... - 1.30 [	0.03	-0.03	0.01	0.08	<i>0.00</i>
	[1.30 - 1.50[	0.01	-0.04	-0.01	0.06	<i>0.01</i>
	[1.50 - ... [	-0.01	-0.04	-0.03	0.01	<i>0.00</i>
<i>RMSE</i>	[... - 1.30 [	0.06	0.07	0.06	0.03	<i>0.00</i>
	[1.30 - 1.50[	0.03	0.06	0.04	0.03	<i>0.00</i>
	[1.50 - ... [	0.02	0.04	0.04	0.03	<i>0.00</i>
<i>r</i>	[... - 1.30 [	0.69	0.64	0.72	0.64	<i>0.87</i>
	[1.30 - 1.50[	0.85	0.79	0.87	0.83	<i>0.85</i>
	[1.50 - ... [	0.88	0.92	0.93	0.70	<i>0.78</i>

SOLHYDRO – sandy soils

		Vereecken et al. (1989)	Wösten (1997)	Wösten et al. (1999)	Assouline et al. (1997)	
<i>ME</i>	[... - 1.30 [	-	-	-	-	-
	[1.30 - 1.50[	-0.01	0.01	-0.04	0.01	<i>0.00</i>
	[1.50 - ... [	-0.01	0.00	-0.06	0.01	<i>0.01</i>
<i>RMSE</i>	[... - 1.30 [	-	-	-	-	-
	[1.30 - 1.50[	0.04	0.03	0.05	0.03	<i>0.02</i>
	[1.50 - ... [	0.05	0.04	0.07	0.02	<i>0.02</i>
<i>r</i>	[... - 1.30 [	-	-	-	-	-
	[1.30 - 1.50[	0.96	0.96	0.97	0.97	<i>0.99</i>
	[1.50 - ... [	0.97	0.95	0.98	0.99	<i>0.99</i>

MONSHYDRO

		Vereecken et al. (1989)	Wösten (1997)	Wösten et al. (1999)	Assouline et al. (1997)	
<i>ME</i>	[... - 1.30 [	0.06	-0.01	0.04	0.19	<i>0.01</i>
	[1.30 - 1.50[	0.04	-0.02	0.03	0.12	<i>0.03</i>
	[1.50 - ... [	0.09	0.01	0.07	0.07	<i>0.03</i>
<i>RMSE</i>	[... - 1.30 [	0.07	0.05	0.07	0.19	<i>0.02</i>
	[1.30 - 1.50[	0.06	0.05	0.06	0.12	<i>0.04</i>
	[1.50 - ... [	0.10	0.05	0.09	0.08	<i>0.04</i>
<i>r</i>	[... - 1.30 [	0.95	0.91	0.94	0.94	<i>0.94</i>
	[1.30 - 1.50[	0.88	0.87	0.88	0.78	<i>0.85</i>
	[1.50 - ... [	0.88	0.96	0.98	0.87	<i>0.74</i>

ME is the Mean Error, RMSE is the Root Mean Square Error and *r* is the correlation coefficient. For the Assouline PTF, the high number represents the values of the statistical parameters when parameter θ_s is equal to the porosity, whereas the low numbers in italics represent the value of the parameter θ_s adjustment by the Van Genuchten equation.

Table 3 : Statistical parameters calculated between the experimental data and the data estimated by the four pedotransfer functions, for the water retention curve (see also figures 6 to 8).

Estimation of the water retention curve

Figures 6 to 8 show that each PTF permits estimating realistic values of the water content throughout the range of bulk density, whatever the texture. For the loamy soils of the SOLHYDRO database, the precision is lower for the high bulk densities, except for the Assouline (1997) PTF. The latter overestimates the water content for small values of bulk densities whereas the Wösten (1997) PTF always underestimates the water content.

All the PTFs are very efficient for the sandy soils of the SOLHYDRO database : we observe high correlations, low bias and high precision. The Wösten (1999) PTF is less efficient than the other one because it always underestimates the water content., We also notice that the performance of the Assouline (1997) PTF for this texture does not depend on the value of parameter θ_s . Indeed, the value estimated for the experimental data by the Van Genuchten equation is usually equal to the porosity.

For the MONSHYDRO database, the Assouline (1997) PTF is the least efficient, because the θ_s parameter is usually far from the total porosity. The Wösten (1999) PTF is the best, although it usually underestimates the water content for bulk density values lower than 1.5 g.cm^{-3} .

Estimation of hydraulic conductivity

For the loamy soils of the SOLHYDRO database, the Wösten (1999) PTF and the Assouline *et al.* (1997) PTF give the best estimation, with the highest correlation coefficient and the highest prediction (Table 4 ; Figures 6 to 8). The Assouline (1997) PTF always underestimates the unsaturated conductivity, whereas the Wösten (1999) PTF either overestimates or underestimates it, depending on bulk density. For the sandy soils of the SOLHYDRO database, the Assouline (1997) PTF is definitely the best function for estimating the unsaturated hydraulic conductivity : the latter is estimated with less than one order of magnitude, whatever the bulk density (here higher than 1.3 g.cm^{-3}). For the MONSHYDRO database, the results are more difficult to interpret : for a bulk density lower than 1.3 g.cm^{-3} , the Vereecken (1989) PTF is the most efficient. For higher bulk density values, the Wösten (1999) PTF and the Assouline (1997) PTF are the most precise.

SOLHYDRO – loamy soils

		Vereecken et al. (1989)	Wösten (1997)	Wösten et al. (1999)	Assouline et al. (1997)	
<i>ME</i>	[... - 1.30 [	0.51	-0.72	-0.33	-0.11	-0.08
	[1.30 - 1.50[	0.19	-0.68	-0.22	-0.29	-0.14
	[1.50 - ... [	-0.23	-0.65	0.07	-0.27	-0.07
<i>RMSE</i>	[... - 1.30 [	0.73	0.92	0.59	0.46	0.44
	[1.30 - 1.50[	0.51	0.83	0.43	0.52	0.44
	[1.50 - ... [	0.71	0.92	0.52	0.59	0.54
<i>r</i>	[... - 1.30 [	0.41	0.55	0.54	0.67	0.68
	[1.30 - 1.50[	0.71	0.71	0.74	0.43	0.47
	[1.50 - ... [	0.25	0.38	0.55	0.64	0.61

SOLHYDRO – sandy soils

		Vereecken et al. (1989)	Wösten (1997)	Wösten et al. (1999)	Assouline et al. (1997)	
<i>ME</i>	[... - 1.30 [	-	-	-	-	-
	[1.30 - 1.50[	0.40	0.66	-0.43	-0.09	-0.13
	[1.50 - ... [	-0.53	0.42	-0.91	-0.45	-0.45
<i>RMSE</i>	[... - 1.30 [	-	-	-	-	-
	[1.30 - 1.50[	0.73	0.79	0.55	0.35	0.33
	[1.50 - ... [	0.71	0.63	0.95	0.58	0.61
<i>r</i>	[... - 1.30 [	-	-	-	-	-
	[1.30 - 1.50[	0.41	0.63	0.52	0.57	0.62
	[1.50 - ... [	0.92	0.73	0.84	0.82	0.76

MONSHYDRO

		Vereecken et al. (1989)	Wösten (1997)	Wösten et al. (1999)	Assouline et al. (1997)	
<i>ME</i>	[... - 1.30 [	-0.02	-2.38	-0.75	-0.13	-0.05
	[1.30 - 1.50[	0.32	-1.72	-0.13	-0.26	0.13
	[1.50 - ... [	1.83	-0.80	0.83	-0.53	0.06
<i>RMSE</i>	[... - 1.30 [	0.84	2.55	1.09	0.87	0.90
	[1.30 - 1.50[	0.86	1.94	0.84	1.04	1.08
	[1.50 - ... [	1.89	0.81	0.85	1.17	1.07
<i>r</i>	[... - 1.30 [	0.64	0.56	0.68	0.54	0.55
	[1.30 - 1.50[	0.49	0.50	0.54	0.52	0.43
	[1.50 - ... [	0.73	0.78	0.82	0.68	0.58

ME is the Mean Error, RMSE is the Root Mean Square Error and r is the correlation coefficient. For the Assouline PTF, the normal numbers represent the values of the statistical parameters when parameter α is equal to the porosity, whereas the numbers in italics represent the value of the statistical parameters when parameter α is calculated by the Van Genuchten equation applied to the experimental Wind evaporation data.

Table 4 : Statistical parameters calculated between the experimental data and the data estimated by the 4 pedotransfer functions, for the hydraulic conductivity curve, after a log-transformation of the data (see also figures 6 to 8).

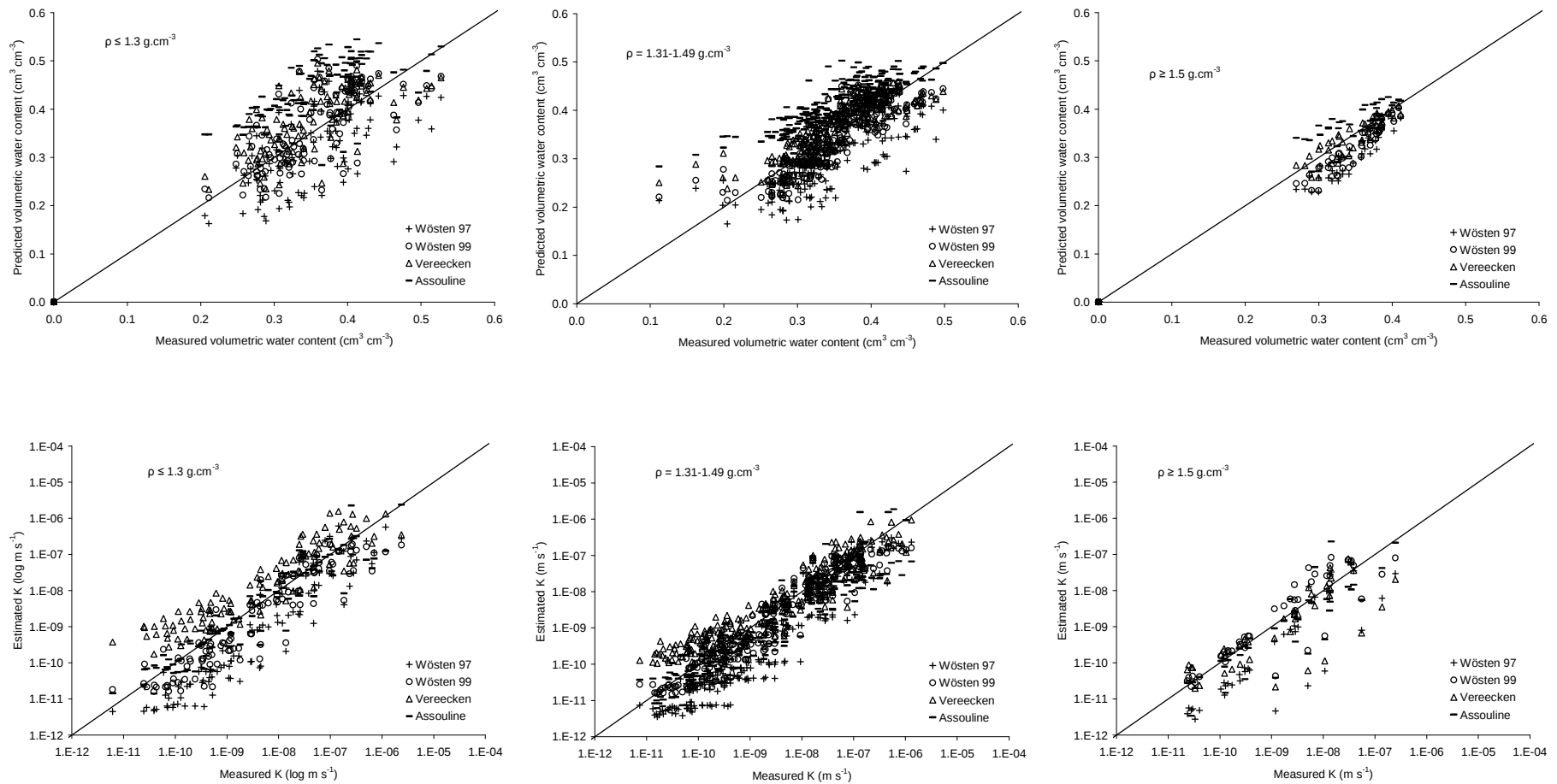


Figure 6 : Comparison between experimental data and estimated data with the four PTFs for the loamy soils of the SOLHYDRO database. (Calculation for the Assouline database with parameter θ_s taken as equal to the porosity).

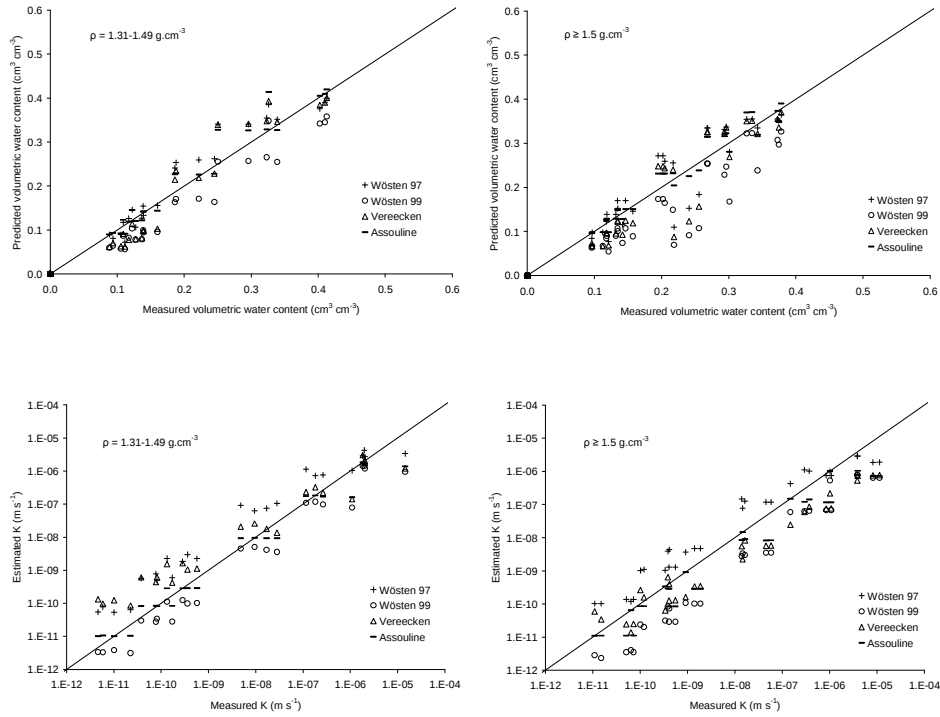


Figure 7 : Comparison between experimental data and estimated data with the four PTFs for the sandy soils of the SOLHYDRO database. (Calculation for the Assouline database with parameter θ_s taken as equal to the porosity).

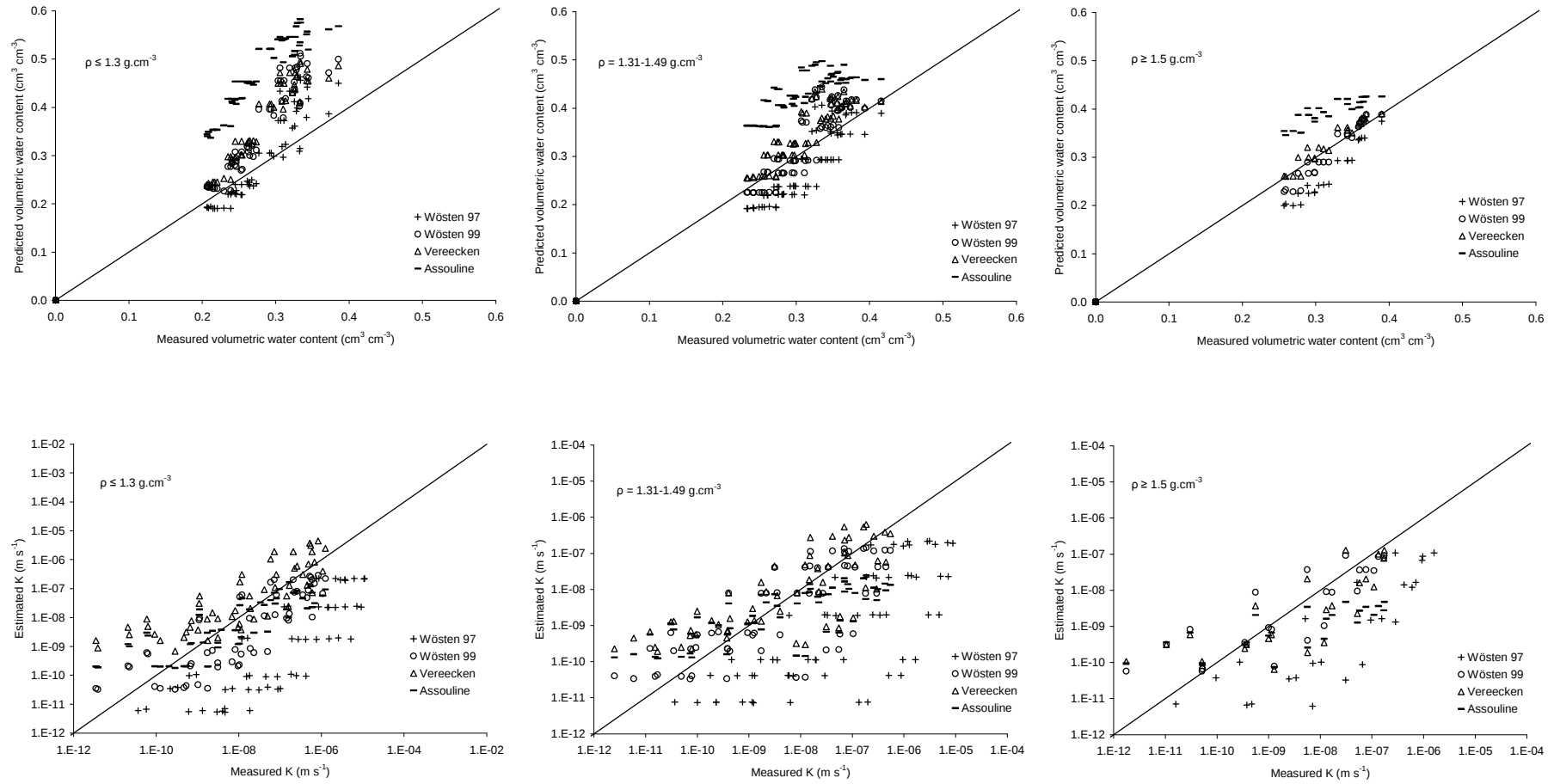


Figure 8 : Comparison between experimental data and estimated data with the four PTFs for the soils of the MONSHYDRO database. (Calculation for the Assouline database with parameter θ_s taken equal to the porosity).

DISCUSSION

1. Some comments on the Assouline (1997) PTF

As mentioned in the material and method section, one difficulty associated with the use of the Assouline (1997) PTF is the calculation of parameter θ_s . As seen previously, this PTF is efficient when parameter θ_s is taken as equal to its value in the original database, i.e. the value estimated by the Wind method. On the contrary, except for sandy soils from the SOLHYDRO database, this PTF gives unsatisfactory results when parameter θ_s is taken as equal to the porosity, which is usually the value available in the databases. This point has to be taken into account when the PTF formulated by Assouline *et al.* (1997) must be used.

Another difficulty associated with the use of this database is the calculation of parameter γ . A sensitivity analysis performed on the soils used by Assouline *et al.* to formulate the PTF demonstrated that a value of 0.1 can be used. Whatever the case, we calculated the γ parameter for the SOLHYDRO and MONSHYDRO database, by using the following equations :

$$n_c - n = \gamma(BD_c - BD) \quad [4]$$

where n and n_c represent parameter n for a given non compacted and compacted soil, and BD and BD_c represent the bulk density for a given non compacted and compacted soil.

As seen in figure 9, the order of magnitude of the γ parameter is in the same range as the values suggested by Assouline *et al.* (1997), but the determination coefficient of the linear relationship between the n parameter and the bulk density is really low. As a consequence, the importance of the value of this parameter when using the Assouline (1997) PTF should be negligible.

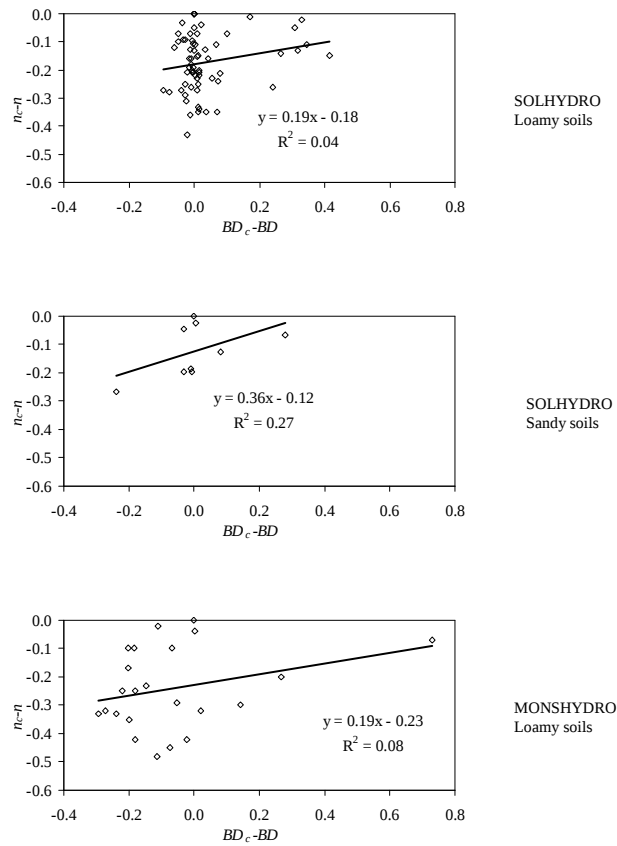


Figure 9 : Calculation of parameter γ for the SOLHYDRO and MONSHYDRO databases, according to equation [4].

2. The hypotheses of invariance for textural porosity under compaction

When discussing the effect of compaction on cultivated soils, the concepts of textural and structural porosity are often used : structural porosity represents the largest pores due to climate, roots and fauna, whereas textural porosity is due to the fabric of elementary soil particles like clay, silt and sand (Monnier *et al.*, 1973). It is usually admitted that structural porosity disappears under compaction while textural porosity remains constant (Grimaldi, 1986 ; Guérif, 1987). However, regarding soil hydrodynamic functioning, some structural pores can behave like textural ones after compaction (Bruand & Cousin, 1995 ; Richard *et al.*, 2001 ; Kutilek *et al.*, 2006). From the analysis of the curves in figure 5, this invariance of textural pores after compaction is well represented in the Assouline (1997) PTF.

3. Which PTF is required to characterize the effect of compaction on soil water properties?

As seen in tables 3 and 4, the PTF formulated by Assouline *et al.* (1997) usually gives the best *RMSE*, *ME* and *r* parameters for the loamy and sandy soils of the SOLHYDRO database, for both the water retention curve and the hydraulic conductivity curve. Nevertheless, when discussed previously, the Assouline (1997) PTF may sometimes provide imprecise results. In this case, we recommend using the

PTF formulated by Vereecken *et al.* (1989) for the water retention curve, because its formula takes into account the theoretical evolution of the water retention curve after compaction (see section 3.1). In addition, the statistical *RMSE* and *ME* parameters calculated on the basis of the experimental data and the estimated ones are low. Regarding the hydraulic conductivity curve, we recommend using the Wösten. (1999) PTF, which has the lowest *RMSE* values.

CONCLUSION

We analyzed four pedotransfer functions used to characterize the water retention curve and hydraulic conductivity curves. These pedotransfer functions used soil characteristics including bulk density and we hypothesized that they are a priori more efficient for assessing the effect of compaction on soil water properties. By using simple statistical analyzes, we demonstrated that the PTF formulated by Assouline *et al.*, (1997) may be the most efficient PTF for characterizing soil water properties after compaction, if the θ_s parameter is known. When this parameter is not available in soil databases, the Vereecken (1989) PTF is the most efficient for estimating the water retention curve while the Wösten (1999) is the most efficient for characterizing the hydraulic conductivity curve. In the future, these pedotransfer functions could be used to estimate the effect of compaction on soil water properties over large territories, or to modify soil water properties after compaction in soil-plant-atmosphere models, at local and large scales.

REFERENCES

- Al Majou, H., Bruand, A., Duval, O., Le Bas, C. and Vautier, A., 2008. Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon. *Soil Use Man.*, 24(4) : 383-391.
- Assouline, S, J. Tavares-Filho and D. Tessier. 1997. Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties : experimental results and modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61 : 389-398.
- Bouma, J. and Van Lanen, H.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land quality. In : P.A.B. K.J. Beek, D.E. MacCormack (Editor), ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., Publ. n°6, Enschede, The Netherlands, pp. 106-111.
- Bruand, A. and Cousin, I., 1995. Variation of textural porosity of a clay-loam soil during compaction. *Eur. J. Soil Sci.*, 46(3) : 377-385.
- Bruand, A., Fernandez, P.N. and Duval, O., 2003. Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use Man.*, 19(3) : 232-242.
- Cousin, I. *et al.*, 2009. The influence of soil bulk density on soil water properties : Part 1. An analysis from laboratory experimental data obtained using undisturbed samples. *Vad. Zone J.*

- European Union, 2002. Toward a thematic strategy for soil protection. Communication from the Commission to the Council, the European Parliament, the Economic and Social Committee and the Committee of the Regions, 20 pp.
- Finke, P.A., Wosten, J.H.M. and Jansen, M.J.W., 1996. Effects of uncertainty in major input variables on simulated functional soil behaviour. *Hydrological Processes*, 10(5) : 661-669.
- Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85 : 228-232.
- Grimaldi, M. 1986. Modifications structurales d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique. *Science du Sol INRA*. 24 : 269-284.
- Guérif, J. 1987. L'analyse de la porosité : Application à l'étude du compactage des sols. 1–13. In Monnier, G., Ross, M.J., (Eds.). *Soil compaction and egeneration*. Balkema. Rotterdam
- Gupta, S.C., Sharma, P.P. and Defranchi, S.A., 1989. Compaction effects on soil structure. *Advances In Agronomy*, 42 : 311-338.
- Kern, J.S., 1995. Evaluation of soil-water retention models based on basic soil physical-properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59(4) : 1134-1141.
- Kutilek, M, L. Jendele and K.P. Panayiotopoulos. 2006. The influence of uniaxial compression upon pore size distribution in bi-modal soils. *Soil Tillage Res.* 86 : 27-37.
- Mohrath, D., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J.C. and Bourlet, M., 1997. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61(3) : 725-735.
- Monnier, G., Fiès, J.C., Stengel, P. 1973 Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux : application à l'analyse de la porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24, 533–545.
- Pachepsky, Y.A. and Rawls, W.J., 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *Eur. J. Soil Sci.*, 54(3) : 443-451.
- Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J. and Lin, H.S., 2006. Hydropedology and pedotransfer functions. *Geoderma*, 131(3-4) : 308-316.
- Petersen, G.W., Cunningham, R.L. and Matelski, R.P., 1968. Moisture characteristics of Pennsylvania soils : II. Soil factors affecting soil moisture retention within textural class-Silt loam. *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.*, 32 : 866-870.
- Renger, M., 1971. Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 130 : 53-67.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guérif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil : influence on unsaturated hydraulic properties. *Eur. J. of Soil Sci.*, 52(1) : 49-58.
- Tietje, O. and Tapkenhinrichs, M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(4) : 1088-1095.

- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5) : 892-898.
- Vereecken, H. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* 148 : 389-403.
- Vereecken, H., 2002. Comment on the paper, "Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set". *Geoderma*, 108(1-2) : 145-147.
- Vereecken, H., Maes, J. and Feyen, J., 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.*, 149(1) : 1-12.
- Wagner, B. *et al.*, 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*, 102(3-4) : 275-297.
- Wagner, B. *et al.*, 2002. Reply to comments on "Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set". *Geoderma*, 108(3-4) : 301-304.
- Williams, R.D., Ahuja, L.R. and Naney, J.W., 1992. Comparison of methods to estimate soil-water characteristics from soil texture, bulk-density, and limited data. *Soil Sci.*, 153(3) : 172-184.
- Wind, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. 181-191. In P.E. Rijtema and H. Wassink (ed.) *Water in the unsaturated zone. vol.1. Proceedings of the Wageningen symposium, Wageningen, the Netherlands. 19-23 June 1966. IASH, Gentbrugge, the Netherlands and UNESCO. Paris*
- Wösten, J.H.M. 1997. Pedotransfer functions to evaluate soil quality., *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soil Science*. Gregorich, E.G., Carter, Ed., *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health Developments in Soil Science*. Elsevier. Amsterdam
- Wösten, J.H.M, A. Lilly, A. Nemes and C. Le Bas. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. 90 : 169-185.

APPENDIX A – PEDOTRANSFER FUNCTIONS

PTFs of Vereecken *et al.* (1989) :

$$\theta_s = 0.81 - 0.283(BD) + 0.001(Cl) \quad [5]$$

$$\theta_r = 0.015 + 0.005(Cl) + 0.014(OC) \quad [6]$$

$$\ln(\alpha) = -2.486 + 0.025(Sa) - 0.351(OC) - 2.617(BD) - 0.023(Cl) \quad [7]$$

$$\ln(n) = 0.053 - 0.009(Sa) - 0.013(Cl) + 0.00015(Sa)^2 \quad [8]$$

PTFs of Vereecken *et al.* (1990 and 2002) :

$$\ln(K_s) = 20.62 - 0.96 \cdot \ln(Cl) - 0.66 \cdot \ln(Sa) - 0.46 \cdot \ln(OM) - 8.43(BD) \quad [9]$$

$$\ln(\alpha) = -0.73 - 0.01877(Sa) + 0.058(Cl) \quad [10]$$

$$\ln(n) = 1.186 - 0.194 \cdot \ln(Cl) - 0.0489 \cdot \ln(Si) \quad [11]$$

PTFs of Wösten (1997) for sandy soils :

$$\begin{aligned} \theta_s = & -13.6 - 0.01533(Cl + Si) + 0.0000836(Cl + Si)^2 - 0.0973(Cl + Si)^{-1} + 0.708(BD)^{-1} \\ & - 0.00703(M50) + 225.3(M50)^{-1} + 2.614 \cdot \ln(M50) + 0.0084(OM)^{-1} + 0.02256 \cdot \ln(OM) \\ & + 0.00718(BD)(Cl + Si) \end{aligned} \quad [12]$$

$$\begin{aligned} \ln(\alpha) = & 146.9 - 0.0832(OM) - 0.395 \cdot \text{topsoil} - 102.1(BD) + 22.61(BD)^2 - 70.6(BD)^{-1} - 1.872(Cl + Si)^{-1} \\ & - 0.3931 \cdot \ln(Cl + Si) \end{aligned} \quad [13]$$

$$l = (2(\exp(l^*) - 1)) / ((\exp(l^*) + 1)) \quad [14]$$

With $l^* = 0.797 - 0.591(OM) + 0.0677(OM)^2 + 0.573 \cdot \text{topsoil}$

$$\begin{aligned} \ln(n-1) = & 1092 + 0.0957(Cl + Si) + 1.336(M50) - 13229(M50)^{-1} - 0.001203(M50)^2 - 234.6 \cdot \ln(M50) \\ & - 2.67(BD)^{-1} - 0.115(OM)^{-1} - 0.4129 \cdot \ln(OM) - 0.0721(BD) \cdot (Cl + Si) \end{aligned} \quad [15]$$

$$\ln(K_s) = 9.5 - 1.471(BD)^2 - 0.688(OM) + 0.0369(OM)^2 - 0.332 \cdot \ln(Cl + Si) \quad [16]$$

PTFs of Wösten (1997) for loamy and clayey soils :

$$\begin{aligned} \theta_s = & 0.8085 - 0.2617(BD) - 0.038 \cdot \text{topsoil} + 0.00001046(Cl)^2 + 0.01287 \cdot \ln(OM) \\ & + 0.000789(Cl) \cdot \text{topsoil} \end{aligned} \quad [17]$$

$$\begin{aligned} \ln(\alpha) = & 11 - 2.298(BD)^2 - 12.41(BD)^{-1} + 0.838(OM) + 0.343(OM)^{-1} + 2.03 \cdot \ln(OM) \\ & - 1.263(BD \cdot OM) \end{aligned} \quad [18]$$

$$l = (10(\exp(l^*) - 1)) / ((\exp(l^*) + 1)) \quad [19]$$

With $l^* = 0.451 + 2.678(BD)^{-1} - 1.093 \cdot \ln(Cl)$

$$\ln(n-1) = -0.34 + 1.224(BD)^{-1} - 0.7952 \cdot \ln(Cl) - 0.3201 \cdot \ln(OM) + 0.0651(BD \cdot OM) \quad [20]$$

$$\begin{aligned} \ln(K_s) = & -43.1 + 64.8(BD) - 22.21(BD)^2 + 7.02(OM) - 0.1562(OM)^2 + 0.985 \cdot \ln(OM) \\ & - 0.01332(Cl \cdot OM) - 4.71(BD \cdot OM) \end{aligned} \quad [21]$$

PTFs of Wösten *et al.* (1999) :

$$\begin{aligned} \theta_s = & 0.7919 + 0.001691(Cl) - 0.29619(BD) - 0.000001491(Si)^2 + 0.0000821(OM)^2 \\ & + 0.02427(Cl)^{-1} + 0.01113(Si)^{-1} + 0.01472 \cdot \ln(Si) - 0.0000733(OM)(Cl) - 0.000619(BD)(Cl) \end{aligned}$$

$$-0.001183(BD)(OM)-0.0001664(Si)*topsoil \quad [22]$$

$$\begin{aligned} \ln(\alpha) = & -14.96+0.03135(Cl)+0.0351(Si)+0.646(OM)+15.29(BD)-0.192*topsoil \\ & -4.671(BD)^2-0.000781(Cl)^2-0.00687(OM)^2+0.0449(OM)^{-1}+0.0663*\ln(Si) \\ & +0.1482*\ln(OM)-0.04546(BD)(Si)-0.4852(BD)(OM)+0.00673(Cl)*topsoil \end{aligned} \quad [23]$$

$$\begin{aligned} \ln(n-1) = & -25.23-0.02195(Cl)+0.0074(Si)-0.194(OM)+45.5(BD) \\ & -7.24(BD)^2+0.0003658(Cl)^2+0.002885(OM)^2-12.81(BD)^{-1}-0.1524(Si)^{-1}-0.01958(OM)^{-1} \\ & -0.2876*\ln(Si)-0.0709*\ln(OM)-44.6*\ln(BD)-0.02264(BD)(Cl)+0.0896(BD)(OM) \\ & +0.00718(Cl)*topsoil \end{aligned} \quad [24]$$

$$l = (10(\exp(l^*)-1))/((\exp(l^*)+1)) \quad [25]$$

$$\begin{aligned} \text{With } l^* = & 0.0202+0.0006193(Cl)^2-0.001136(OM)^2-0.2316*\ln(OM)-0.03544(BD)(Cl) \\ & +0.00283(BD)(Si)+0.0488(BD)(OM) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln(K_s) = & 7.755+0.0352(Si)+0.93*topsoil-0.967(BD)^2-0.000484(Cl)^2-0.000322(Si)^2 \\ & +0.001(Si)^{-1}-0.0748(OM)^{-1}-0.643*\ln(Si)-0.01398(BD)(Cl)-0.1673(BD)(OM) \\ & +0.02986(Cl)*topsoil-0.03305(Si)*topsoil \end{aligned} \quad [26]$$

PTFs of Assouline *et al.* (1997) :

Parameters θ_{sc} , θ_{rc} , h_{ac} , λ_c and K_{sc} for a compacted soil with bulk density BD_c are calculated from parameters θ_s , θ_r , h_a , λ and K_s for the same soil, when not compacted, with a bulk density BD .

$$\theta_s = 1-(BD/BD_s) \quad [27]$$

$$\theta_{sc} = 1-(BD_c/BD_s) \quad [28]$$

$$\theta_{rc} = \theta_r(BD_c/BD) \quad [29]$$

$$h_{ac} = h_a*0.99*(BD_c/BD)^{3.72} \quad [30]$$

$$\lambda_c = \lambda - \gamma (BD_c-BD) \quad [31]$$

$$K_{sc} = K_s \left[\frac{\theta_{sc} - \theta_{rc}}{\theta_s - \theta_r} \right]^{l+2} \left[\frac{h_a}{h_{ac}} \right]^2 \left[\frac{\lambda_c(1+\lambda)}{\lambda(1+\lambda_c)} \right]^2 \quad [32]$$

$$n = \lambda+1 \quad [28]$$

$$\alpha = h_a^{-1} \quad [29]$$

APPENDIX B - SENSITIVITY ANALYZES OF ASSOULINE *ET AL.* (1997) PTFs

Objective and method

The PTFs of Assouline *et al.* (1997) estimate the water retention curve and the hydraulic conductivity curve for two clayey soils (Cascavel and Palotina). Among others, these PTFs use the fitted parameter γ which depends on soil type, and links parameters λ and λ_c (see equation 31). We have conducted a sensitivity analysis on parameter γ for the Cascavel soil ($\gamma = 0.48$) and for the Palotina soil ($\gamma = 0.28$). In our analysis, γ varies between 0 and 1.

Results

Figure 10 represents the effect of compaction for the two studied soils. For the Cascavel (resp. Palotina) soil, bulk density is equal to 0.96 (resp. 1.25) g.cm⁻³ before compaction and to 1.27 (resp. 1.50) g.cm⁻³ after compaction. We then analyzed the variability of γ of the compacted soil. As seen in figure 10, the effect of γ on the water retention curve in the saturation range and in the very dry range is negligible. The highest variability is observed for a water potential of about -1000 hPa. In this range, the water content increases by 7%, which is the order of magnitude of variability in the experimental data. For the hydraulic conductivity curve, the maximum variability of the conductivity is 7% for the Cascavel soil, at a water potential equal to -100000 hPa.

The results demonstrate that both the water retention curve and the hydraulic conductivity curve are only slightly sensitive to changes in γ . Therefore we decided to fix the value of parameter γ to 0.1, thereby minimizing the errors between predicted and observed data.

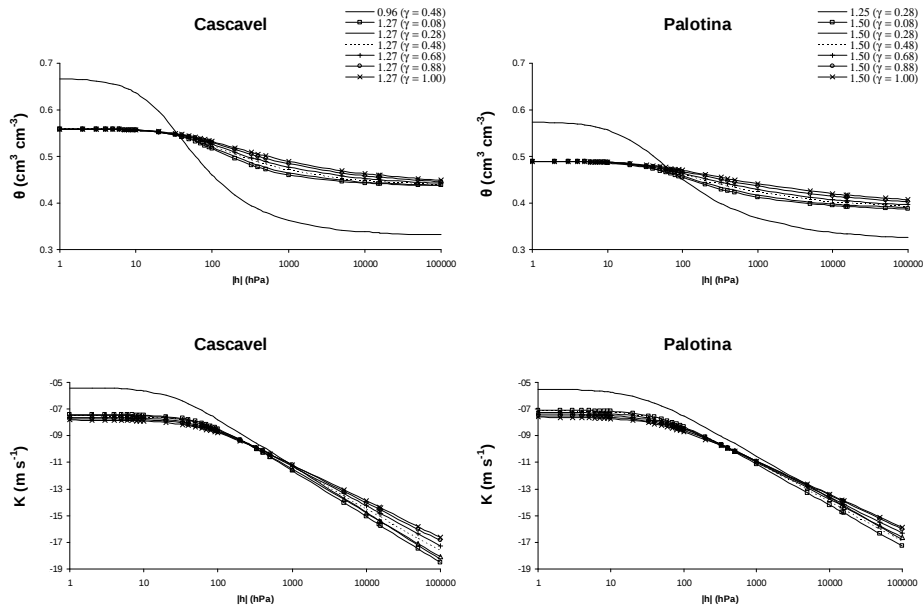


Figure 10 : Sensitivity analyzes of the water retention curve and the hydraulic conductivity curve for the Cascavel and Palotina soils (Assouline *et al.*,1997). Effect of changes in γ on the compacted soil (see equation [31]).

Marie-Pierre LEFEBVRE

Spatialisation de modèles de fonctionnement hydromécanique des sols appliquée à la prévision des risques de tassement à l'échelle de la France

Le tassement des sols est l'un des principaux processus de dégradation des sols en Europe. Il est principalement dû à la mécanisation des activités agricoles et forestières qui se traduit par des passages d'engins de plus en plus lourds, très souvent en conditions climatiques défavorables. La directive cadre pour la protection des sols en préparation envisage de demander aux Etats membres de l'Union Européenne de recenser les zones les plus sensibles au tassement en vue d'appliquer des mesures de prévention ou de réhabilitation. Le but de notre étude est de développer une méthode d'estimation des risques de tassement des sols et de l'appliquer à l'échelle de la France métropolitaine. La sensibilité des sols au tassement dépend du type de sol et augmente avec la teneur en eau. L'intensité du tassement dépend de la charge appliquée à la surface du sol. L'estimation des risques de tassement repose sur la fréquence d'occurrence d'une teneur en eau critique qui engendre une intensité de tassement pénalisant le fonctionnement des sols et des cultures. Elle fait appel à deux modèles : le modèle de culture STICS pour le calcul de l'évolution journalière de la teneur en eau des sols, le modèle de déformation COMPSOIL pour le calcul des teneurs en eau critiques en fonction des engins utilisés. Ces deux modèles sont appliqués sur la Base de Données Géographique des Sols de France au 1/1 000 000^{ème}. Une amélioration du paramétrage du module hydrique de STICS adapté à cette base de données est proposée. Les risques de tassement des sols sont estimés pour trois périodes d'intervention au cours d'une culture de blé d'hiver ou de maïs : le semis, la fertilisation azotée et la récolte, en fonction de scénarios climatiques actuels et futurs. Plusieurs critères de définition d'un sol tassé et d'un risque de tassement ont été utilisés. La cartographie des risques de tassement (1) s'avère très sensible au choix de ces critères, (2) résulte de la combinaison des trois facteurs : type de sol, climat et système de culture, sans facteur prédominant. La méthodologie proposée, basée sur l'utilisation de modèles de fonctionnement hydromécanique, est bien adaptée à l'estimation des risques de tassement des horizons de surface des sols cultivés. Une caractérisation plus précise des propriétés mécaniques des sols français est à envisager pour réduire les incertitudes sur la cartographie des risques.

Mots clés : tassement, modèle, propriétés hydrodynamiques, propriétés mécaniques, spatialisation, risque

Use of soil hydraulic and mechanical models for mapping compaction risks to the scale of France

Soil compaction is one of the major processes of soil degradation in Europe. Compaction is mainly due to the mechanization of agricultural and forest activities which involve use of increasingly heavy machines, even when the weather conditions may be unfavourable. The European Union Directive for soil protection in preparation will require for the Member States to zone soil compaction risk for determining priority areas for soil prevention or soil improvement. In this context, the aim of this study is to build a methodology to soil compaction risk at national scale. The susceptibility of soil to compaction increases with the soil water content. The soil compaction risks are deduced from frequency of appearance of critical water content which implies systematic compaction. Soil water content is estimated with the crop model STICS for 30 years on the whole French soils. Before simulations, we must (1) estimate critical water content as a function of soil and applied stress; (2) parameterize the hydraulic module of STICS so that it is adapted to the whole French soils; (3) parameterize the mechanical functioning of French soils. The results are mapped with the Soil geographical data base of France at 1/1 000 000. The compaction risks are thus estimated for three periods of farming operation during winter wheat and maize cultivation: soil conditioning/sowing, nitrogenous fertilising and harvest for present and future climates. These three operations are characterized by the applied stress and the climatic conditions. Several criteria defining compacted soil and compaction risk were used. Maps of soil compaction risk appeared sensitive to these criteria and also showed that compaction risk is resulting from the interaction of three factors: soil types, climate and farming systems without any dominating. The proposed methodology based on use of hydraulic and mechanical models is well adapted to the estimation of compaction risk for cultivated topsoil. But, mechanical properties for French soils must be characterised more precisely in future to limit uncertainties in the mapping of soil compaction risk.

Keywords: soil compaction, model, hydraulic properties, mechanical properties, mapping, risk



UNITÉ DE SCIENCE DU SOL ET UNITÉ INFOSOL

INRA, Centre de Recherche d'Orléans

